



**HAL**  
open science

# Reconstitutions paléobathymétriques de la Téthys au Jurassique terminal : méthode et conséquences

Nicolas Cottereau

► **To cite this version:**

Nicolas Cottereau. Reconstitutions paléobathymétriques de la Téthys au Jurassique terminal : méthode et conséquences. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1992. Français. NNT : . tel-00800578

**HAL Id: tel-00800578**

**<https://theses.hal.science/tel-00800578>**

Submitted on 14 Mar 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 031949 2

# COTTEREAU.N



Nicolas COTTEREAU

## Reconstitutions paléobathymétriques de la Téthys au Jurassique terminal - Méthode et conséquences sur les courants océaniques





**Résumé:** Les reconstitutions paléobathymétriques des domaines océaniques permettent d'examiner non seulement la profondeur du plancher océanique, mais aussi la géométrie et l'évolution (fermeture ou ouverture) des chenaux de communication entre les différents bassins océaniques. Connaître la paléobathymétrie est indispensable pour comprendre l'organisation et la distribution des corps sédimentaires, conséquences du fonctionnement des zones hautes bordières sur la nature et l'épaisseur des sédiments, et les répartitions faunistiques et floristiques. L'étude des circulations océaniques et des concentrations de matières minérales associées (ex: phosphates, manganèse) suppose que soit établie une carte bathymétrique des océans.

Si, pour l'océan Atlantique, des reconstitutions paléobathymétriques existent, rien jusqu'à présent n'a été réalisé pour les domaines téthysiens aujourd'hui disparus dans la collision Gondwana-Laurasia. Il existe une relation simple entre l'âge du plancher océanique et sa bathymétrie si l'on connaît l'âge du plancher océanique par la signature des anomalies magnétiques enregistrées dans la croûte. Cependant, le bassin océanique néotéthysien subducté ne permet pas une telle approche.

Nous proposons une méthode en plusieurs étapes permettant de déterminer la bathymétrie des bassins océaniques aujourd'hui disparus: 1) réalisation d'une carte d'âge du plancher océanique, 2) calcul des taux d'expansion déterminant la morphologie des fonds océaniques, 3) l'évaluation de l'épaisseur des sédiments déposés sur ce plancher océanique en fonction du temps.

L'addition des relations précédentes donne la paléobathymétrie du domaine océanique à l'époque considérée. Le modèle d'estimation de l'épaisseur des sédiments en fonction du temps montre que 1) les valeurs moyennes des épaisseurs sédimentaires suivent avec le temps une loi mathématique simple, 2) la proximité du continent crée un "effet de bordure" lié au phénomène de progradation du plateau continental. Pour en tenir compte, il est important de distinguer les apports pélagiques des apports terrigènes.

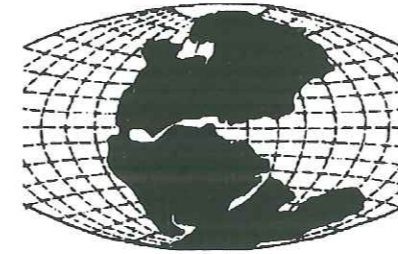
(a) Les apports pélagiques sont liés au dépôt du matériel flottant sur toute la surface de l'océan.

(b) Les apports terrigènes sont essentiellement associés aux apports fluviaux. On attribue aux fleuves existants à l'époque considérée les caractères de débit solide de fleuves actuels en situations semblables.

On définit alors quatre types principaux d'apports, en étroite relation avec les principaux fleuves actuels.

La carte obtenue donne une paléobathymétrie générale, préliminaire. Le support cartographique engendré peut servir de base pour des études de la sédimentation et des courants. Appliqué à la Téthys tout entière, cette méthode permet, par exemple, de caractériser au mieux la morphologie des seuils, et les circulations entre les bassins océaniques qu'ils séparent. L'utilisation d'un modèle numérique de circulations océaniques permet notamment de mettre en évidence l'influence de la topographie sur la distribution et la vitesse des courants. Un modèle de circulations océaniques au Tithonique supérieur est proposé et permet par exemple de localiser les zones potentielles d'upwellings.





UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 69 66  
FAX. (33) 76 87 82 43



20 SEP. 1994

Ce mémoire a été réalisé dans le cadre d'une  
**THESE de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6**  
(Spécialité: **Sciences de la Terre**)  
soutenue à Paris le **25 juin 1992**

devant le jury composé de:

- |                              |                                  |
|------------------------------|----------------------------------|
| <b>M. Jean DERCOURT</b>      | Professeur, Membre de l'Institut |
| <b>M. Bernard BIJU-DUVAL</b> | E.N.S.P.M.                       |
| <b>M. Pierre MASSE</b>       | SNEA(P)                          |
| <b>M. Jean-Paul CADET</b>    | Professeur UPMC                  |
| <b>M. René ALT</b>           | Professeur UPMC                  |
| <b>M. Eric FOURCADE</b>      | Directeur de Recherches CNRS     |
| <b>M. Bruno VRIELYNCK</b>    | Chargé de Recherches CNRS        |

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 00 58  
Mail: ptalour@univ-grenoble.fr

Imprimé en Mai 1994 à elf aquitaine production - Pau

1067588



# Sommaire

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

20 SEP. 1994

## Sommaire

<b>Sommaire</b> .....	5
<b>Avant propos</b> .....	11
<b>Résumé</b> .....	17
<b>Abstract</b> .....	23
<b>Première partie : Géologie</b> .....	25
<b>Chapitre 1 : Introduction</b> .....	29
1. Cadre géographique, géologique et dynamique de la Téthys - Définition .....	29
2. Grands traits de l'évolution de la Téthys au Jurassique ( du Toarcien moyen au Tithonique supérieur) .....	32
3. Exposé du travail .....	34
<b>Chapitre 2 : La Méthodologie</b> .....	39
1. Présentation de la méthode et de ses limites .....	39
1a. <i>La subsidence thermique</i> .....	39
1b. <i>Estimation de l'épaisseur des sédiments</i> .....	44
2. Carte d'âge du plancher océanique .....	51
3. Calculs des taux d'expansion et de subduction .....	51
4. Détermination de la paléobathymétrie de la couche océanique n°2 .....	51
5. Détermination des lois d'épaisseur moyenne des sédiments .....	52
5a. <i>Présentation du modèle</i> .....	52
5b. <i>Première approche pour la Téthys Atlantique</i> .....	52
b1. La méthode .....	52
b2. Pourquoi des polynômes de degré 3 ? .....	57
b3. Comparaison des 4 courbes obtenues .....	57
b4. Comparaison des valeurs observées et calculées .....	60
b5. Calcul d'erreur .....	60
b6. L'origine des sédiments .....	60
5c. <i>Proposition d'interprétation des données</i> .....	66
5d. <i>Les marges actives (hors arcs insulaires)</i> .....	67
5e. <i>Définition des grands types de lois exprimant l'épaisseur</i>	

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail: pialou@ujf-grenoble.fr



<i>des sédiments sur la croûte océanique</i> .....	69
<i>5f. Méthode de calcul des épaisseurs sur un profil</i>	
<i>Dorsale/Marge</i> .....	70
f1. Les sédiments pélagiques .....	70
f2. La courbe de compensation des carbonates (CCD) .....	72
f3. Les sédiments détritiques .....	75
<i>5g. L'épaisseur des sédiments</i> .....	75
6. La Bathymétrie .....	78
<b>Chapitre 3 : Examen de la méthode</b> .....	83
1. Problème de la localisation des dorsales dans les domaines océaniques aujourd'hui disparus .....	83
2. Les épaisseurs des sédiments .....	83
3. Conclusion .....	84
<b>Chapitre 4 : La paléobathymétrie de la Téthys au Tithonique supérieur</b> .....	91
1. Les grands traits .....	91
2. Représentation en 3 Dimensions .....	91
2a. La méthode .....	91
2b. Les résultats .....	92
b1. La Téthys centrale .....	92
b2. Le seuil méditerranéen .....	92
b3. La Téthys atlantique .....	92
b4. Le seuil "Caraïbes" .....	92
3. Conclusion .....	95
<b>Chapitre 5 : Le modèle numérique de circulations océaniques</b> .....	99
1. Présentation du modèle LSG de Hambourg .....	99
2. Les possibilités du modèle .....	100
3. Etablissement des différents paramètres .....	102
3a. Les vents (champs de force) et les conditions atmosphériques .....	102
3b. Les températures atmosphériques ou de surface (interface océan/atmosphère) .....	102
3c. La salinité .....	104
c1. Les modèles généraux .....	107

c2. Les modèles particuliers .....	109
<i>3d. La topographie</i> .....	110
d1. La topographie continentale .....	110
d2. La topographie des fonds océaniques et des plates- formes .....	110
<b>Chapitre 6 : Les circulations océaniques dans la Téthys au Jurassique terminal</b> .....	113
1. Présentation .....	113
2. Exemple des circulations de surface (25 m) après des simulations sur 10, 110, 1 000 ans .....	113
3. Comparaison des circulations à l'intérieur d'une tranche d'eau sur une verticale (simulations sur 110 ans) .....	113
4. Simulations sur 1 000 ans : Les circulations - Les upwellings .....	118
4a. Les vitesses horizontales .....	121
4b. Les vitesses verticales .....	121
4c. Les zones d'upwelling .....	126
5. Les résultats annexes .....	128
5a. Les circulations méridionales ("Meridional circulations") .....	128
5b. Les débits moyens ("Streamfunction") .....	128
5c. Les autres résultats .....	133
c1. Les bilans d'eaux douces ("Fresh Water Flux") .....	133
c2. La salinité moyenne peut être déterminée à plusieurs profondeurs .....	133
c3. La température potentielle à différentes profondeurs .....	133
6. Prospectives et perspectives .....	133
6a. Les salinités .....	133
6b. Les températures .....	134
6c. La topographie .....	134
6d. Les autres paramètres .....	134
6e. Les résultats .....	135
6f. Les grandes tendances .....	139
7. Conclusion .....	139
<b>Chapitre 7 : Conclusion générale</b> .....	143



<b>Deuxième partie : Informatique</b> .....	145
<b>Chapitre 1 : Introduction - Présentation du problème</b> .....	149
1. Les logiciels de dessin.....	149
1a. Le logiciel DOGS (Pafec).....	149
1b. Le logiciel SUPERMAP.....	149
1c. Le logiciel MicroStation.....	150
2. Les insuffisances de ces logiciels.....	150
2a. Le logiciel DOGS.....	150
2b. Le logiciel SUPERMAP.....	151
2c. Le logiciel MicroStation.....	151
3. Les buts.....	152
<b>Chapitre 2 : Programmes développés</b> .....	155
1. L'entrée des données:.....	155
1a. La récupération de fichiers existants.....	155
1b. La création de nouveaux fichiers.....	156
2. La manipulation des données.....	156
2a. Les changements de projections.....	156
a1. MSTOMERC.....	159
a2. MAPPER.....	160
2b. Les rotations: ROTATION.....	160
3. Interrogation des données - Relations entre les Bases de Données Alphanumériques et le Graphique.....	162
3a. TETHYS-Geolis.....	162
3b. BATHY.....	163
4. Transfert des données issues de MicroStation.....	163
4a. INTERSOFT-3D.....	163
5. Conclusion.....	164
<b>Annexes</b> .....	167
<b>Liste des figures</b> .....	235
<b>Bibliographie</b> .....	241

# Avant-propos



## Avant propos

La réalisation de ce travail a été effectuée dans le cadre d'une convention CIFRE entre le Groupement Scientifique TETHYS (G.S. TETHYS) d'une part et le Bureau d'Etudes Industrielles et de Coopération de l'Institut français du Pétrole (BEICIP) d'autre part.

En Mars 89, lorsque le développement des outils d'aide au dessin de cartes géologiques m'a été confié, il s'agissait d'utiliser le logiciel de Dessin Assisté par Ordinateur (DAO) DOGS (Drawing Office Graphic System) de la Société PAFEC pour programmer en langage FORTRAN des pré et post-processeurs graphiques destinés au service de cartographie du BEICIP. La programmation s'effectue alors à l'aide de la bibliothèque de fonctions graphiques GKS (Graphic Kernel System). Ces produits devaient être testés et utilisés pour la confection des cartes de paléoenvironnements conçues par les chercheurs du G.S. TETHYS. Au BEICIP je disposais d'un ordinateur VAX-785 fonctionnant sous système d'exploitation VMS. Le G.S. TETHYS s'était, quant à lui, équipé d'une station de travail Apollo et du logiciel de dessin DOGS sous le système d'exploitation Aegis, d'un compilateur FORTRAN et de la bibliothèque graphique GKS. La première partie de ce travail (jusqu'à Octobre 89) fut une phase d'apprentissage au logiciel, et à la programmation de haut niveau. Parallèlement, le G.S. TETHYS développait pour ordinateurs compatibles IBM-PC une base alphanumérique de données géologiques nommée LITHOPALIX (Vrielynck et Cottureau, 1989) fonctionnant sous système d'exploitation Dos et dont les fichiers avaient la structure DBase III<sup>+</sup>. DBase III<sup>+</sup> est un logiciel de gestion de bases de données fonctionnant sur PC. La deuxième phase de ce travail s'est déroulée à l'Université P. et M. Curie et a été consacrée aux premiers développements d'outils graphiques.

Bien vite, le système s'est avéré très lourd dans la programmation d'une part, mais aussi et surtout dans l'interfaçage entre Apollo/Aegis et PC/Dos. Devant cette lourdeur et étant donné que les responsables informatiques du BEICIP avaient entre-temps changé leur chaîne de réalisation de cartes, l'option d'utiliser le logiciel graphique MicroStation d'Intergraph sur PC a été retenue. Et ce, d'autant plus que les partenaires industriels du G.S. TETHYS disposaient eux aussi de ce logiciel. La programmation de MicroStation et des applications environnantes s'effectue en langage Microsoft C, l'interface "C"/MicroStation, nécessite une bibliothèque de fonctions créée par Intergraph: MicroCSL. Aussi, début Mars 1990, Messieurs Paul Chevalier, Directeur de la société GEOTECH, et Dominique Prémilieu, ingénieur informaticien spécialisé depuis plusieurs années dans la programmation d'applications pour MicroStation, m'acceptent en formation pendant 3 mois. Mai 90, le G.S. TETHYS s'équipe d'un PC-386 muni d'un écran 19" couleur haute résolution, d'un digitaliseur (format A0) et d'un traceur (format A2)



matriciel couleur. La phase de développement pouvait commencer...

Ce travail s'est donc déroulé en plusieurs phases, géographiquement bien distinctes, mais toujours développées en parallèle (parties informatique et géologique d'une part et géologie et modélisation d'autre part). La partie informatique a débuté au BEICIP (phase d'apprentissage), puis s'est poursuivie au laboratoire de Stratigraphie de l'Université P. et M. Curie. Parallèlement débutait le travail géologique. Pour la partie modélisation (application de bathymétrie aux circulations océaniques) des contacts avec le Max Planck Institut für Meteorologie de Hambourg ont été pris dès septembre 1991. Le stage que j'ai eu la chance d'y effectuer s'est déroulé début mai 1992. En effet, ce challenge (détermination des paléocourants il y a environ 140 Ma) a été apprécié par les deux parties, géologues et physiciens, qui n'ont, par ailleurs, pas la même approche des problèmes que nous, et avec lesquels il est parfois difficile de communiquer; la barrière mathématiques/physique étant là pour nous rappeler que nous appartenons à deux mondes bien différents. Dans toute modélisation et peut-être plus encore pour celle que nous avons initiée, il est possible de craindre une certaine cyclicité, et que l'on se perde dans ce que l'on a et ce que l'on cherche. Cependant, la modélisation n'est-elle pas de confronter sans cesse les résultats numériques avec les observations géologiques jusqu'à arriver à un état de compromission acceptable entre les paramètres déterminés et les données?

Le modèle sert à calculer des paramètres que la géologie ne permet pas d'estimer. La géologie permet de contrôler des paramètres, ce que l'ordinateur ne peut effectuer. Une fois le calage effectué, il sera également possible de procéder à la modélisation du cycle du carbone sur ces paramètres, qui donnerait les zones privilégiées en production de matières minérales (exemple: le phosphate). On le voit, des perspectives existent, les possibilités sont multiples et très alléchantes.

Au terme de ce travail, j'aimerais exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont permis la réalisation de ce travail.

Monsieur le Professeur Jean DERCOURT, Directeur du Laboratoire de Stratigraphie, m'a accepté dans son laboratoire et a toujours suivi avec un grand intérêt mes travaux. Ses grandes compétences et sa connaissance des "grandes tendances" du moment ont souvent permis les "recentrages" nécessaires. Je tiens à lui exprimer ma plus grande admiration et mes plus sincères remerciements.

Je suis très reconnaissant à Monsieur Bernard BIJU-DUVAL de l'Institut Français du Pétrole

d'avoir accepté de participer à mon jury et d'assurer, malgré son emploi du temps très chargé, la tâche de rapporteur de ce travail.

Monsieur Pierre MASSE, Ingénieur à la Société Nationale Elf Aquitaine (Production), a bien voulu apporter le regard du géologue pétrolier sur ce mémoire et je l'en remercie vivement.

Je voudrais remercier Monsieur le Professeur Jean-Paul CADET, que j'ai rencontré pour la première fois à Orléans, et qui est à l'origine de ma venue dans un laboratoire parisien. Je suis heureux qu'il ait accepté de participer à mon jury.

Monsieur le Professeur René ALT a bien voulu examiner la partie informatique de ce travail. Ses conseils sur la présentation et l'organisation "plus informatique" de ce premier volume m'ont été d'un grand secours. Je l'en remercie beaucoup.

Monsieur Eric FOURCADE, Directeur de Recherches au CNRS, a accepté la lourde tâche de rapporteur de ce mémoire. Ses très grandes connaissances du Tithonique, entre autres, en font un redoutable rapporteur. J'espère qu'il me pardonnera d'avoir "maltraité" la carte, dont il est le principal auteur, comme je l'ai fait. Il a toujours été très attentif à mes nombreuses questions, notamment sur la Téthys au Jurassique supérieur, et n'a pas hésité à donner de son temps pour m'aider à réaliser ce travail. Qu'il soit donc doublement remercié.

Monsieur Bruno VRIELYNCK a accepté la tâche de me supporter pendant ces trois années, et je l'en suis reconnaissant. Les nombreux problèmes informatiques que nous avons connus n'auraient pu être résolus sans son aide précieuse. Grâce à lui, les "Bugs", "Bits" et autres "Bytes" ont désormais moins de secrets pour moi.

Le développement de la partie informatique n'aurait jamais abouti sans l'aide considérable de Messieurs Paul CHEVALIER, Directeur de la Société GEOTECH et Dominique PREMILLIEU, Informaticien dans cette même société, qui m'ont toujours reçu avec gentillesse et dépanné à de très nombreuses occasions avec la plus grande compétence. Je les en remercie vivement.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance à Messieurs E. MAIER-REIMER et M. LAUTENSCHLAGER du Max Planck Institut de Hambourg de m'avoir accepté dans leur laboratoire le temps d'un stage. Leur extrême compétence et leur grande gentillesse ont été



capitales pour la réalisation de la partie "Modélisation". Ils n'ont pas été avares de leur temps, de leurs télécopies et je les remercie de m'avoir fourni les très nombreux documents couleurs.

Je voudrais aussi remercier tous les chercheurs du Département avec qui j'ai passé ces trois dernières années.

J'aimerais remercier également Messieurs C. RANGIN, M. PUBELLIER et B. DESFONTAINES avec qui j'ai eu plaisir à travailler et qui m'ont souvent encouragé et aidé dans les moments difficiles.

Madame J. KIEFFER, Messieurs R. CARON, O. FAY et M. PETZOLD, techniciens dans ce laboratoire, ont toujours répondu à mes besoins avec une grande rapidité et gentillesse. Qu'ils en soient vivement remerciés.

Une attention particulière pour E. PUECH pour sa gentillesse et son efficacité à résoudre les problèmes posés par les tracasseries administratives auxquelles j'ai été confronté et M. TROY pour sa disponibilité, son aimabilité et ses compétences dans les domaines de la documentation et de la bibliographie. Je leur adresse mes plus sincères remerciements.

Je tiens, bien sûr, à exprimer ma très grande amitié à tous mes collègues étudiants et en particulier, F. BAUDIN-étudiant (depuis, Chercheur), V. BEGOUEN-étudiante (depuis, Docteur) et L. EMMANUEL-étudiant (comme moi depuis, ...longtemps !!).

Enfin, ce mémoire n'aurait jamais vu le jour sans le soutien moral et matériel de mes parents qui m'ont toujours encouragé à continuer, notamment dans les quelques moments de doutes que j'ai pu connaître, pendant toutes mes longues années d'études. Je tiens à leur exprimer ma plus grande reconnaissance. Je voudrais exprimer ma très grande affection à NADIA avec qui j'ai passé ces derniers mois, sans doute les plus délicats, et qui m'a non seulement encouragé, mais aussi beaucoup aidé, pour la réalisation de ce mémoire.

# Résumé

## Résumé

Les reconstitutions paléobathymétriques des domaines océaniques permettent d'examiner non seulement la profondeur du plancher océanique, mais aussi la géométrie et l'évolution (fermeture ou ouverture) des chenaux de communication entre les différents bassins océaniques. Connaître la paléobathymétrie est indispensable pour comprendre l'organisation et la distribution des corps sédimentaires, conséquences du fonctionnement des zones hautes bordières sur la nature et l'épaisseur des sédiments, et les répartitions faunistiques et floristiques. L'étude des circulations océaniques et des concentrations de matières minérales associées (ex: phosphates, manganèse) ainsi que celle de la courantologie supposent que soit établie une carte bathymétrique des océans.

Si, pour l'océan Atlantique, des reconstitutions paléobathymétriques existent, rien jusqu'à présent n'a été réalisé pour les domaines téthysiens aujourd'hui disparus dans la collision Gondwana-Laurasia. Il existe une relation simple entre l'âge du plancher océanique et sa bathymétrie (Sclater *et al.*, 1971) si l'on connaît l'âge du plancher océanique par la signature des anomalies magnétiques enregistrées dans la croûte. Cependant, le bassin océanique néotéthysien subducté ne permet pas une telle approche.

Nous proposons une méthode permettant de déterminer la bathymétrie des bassins océaniques aujourd'hui disparus. Plusieurs étapes sont nécessaires:

- 1) la réalisation d'une carte d'âge du plancher océanique établie en supposant connue la localisation des zones d'accrétion;
- 2) les calculs des taux d'expansion et de subduction qui permettent de déterminer la morphologie générale des fonds océaniques;
- 3) l'évaluation de l'épaisseur des sédiments déposés sur ce plancher océanique en fonction du temps;
- 4) l'addition des relations précédentes (Profondeur en fonction de l'Age et Epaisseurs en fonction de l'Age) donne la paléobathymétrie du domaine océanique à l'époque considérée.

Le modèle d'estimation de l'épaisseur des sédiments en fonction du temps a été établi pour l'océan Atlantique actuel. Pour les quatre secteurs de l'Atlantique à partir de cartes publiées, on calcule l'épaisseur moyenne des sédiments observés le long de chaque isochrone du plancher océanique, c'est à dire de chacune des principales anomalies magnétiques. Des valeurs moyennes sont déterminées pour chaque secteur. Elles suivent avec le temps une loi mathématique simple (polynôme de degré 2) dans chaque secteur. La proximité du continent



créé un "effet de bordure", sensible quel que soit l'âge du bassin et lié au phénomène de progradation du plateau continental. Pour en tenir compte, il est important de distinguer les apports pélagiques des apports terrigènes:

(a) Les apports pélagiques sont liés au dépôt du matériel flottant sur toute la surface de l'océan. Il est généralement admis que l'ensemble de la production du matériel terrigène fin et du matériel planctonique varie au cours des temps géologiques. La productivité pendant le Jurassique et le Crétacé moyen fut très importante. Toutefois, nous considérerons dans cette étude que les sédiments pélagiques seuls sont linéairement proportionnels au temps, hormis dans les zones d'"upwelling". En effet, il semble que jusqu'au Crétacé moyen au moins, les dépôts du matériel flotté étaient relativement uniformes sur l'ensemble de l'océan téthysien.

(b) Les apports terrigènes sont essentiellement associés aux apports fluviaux. On attribue aux fleuves existants à l'époque considérée les caractères de débit solide de fleuves actuels en situations semblables.

On peut donc définir quatre types principaux d'apports, en étroite relation avec les principaux fleuves actuels de la façon suivante:

(1) Type I: (type "Atlantique nord, parties est et ouest")

- . Bassin d'alimentation faible et/ou faible drainage
- . Continent déjà aplani
- . Bassin d'alimentation et/ou drainage importants mais piégeage intracontinental ou deltaïque des sédiments (Ex: Le Mississippi)

(2) Type II: (type "Atlantique sud-ouest")

- . Apports très importants (Ex: L'Amazone)
- . Fort drainage, bassin d'alimentation vaste, et reliefs élevés

(3) Type III: (type "Atlantique sud-est")

- . Fort drainage mais reliefs peu importants (Ex: Le Niger)
- . Bombements cratoniques à certaines époques (arrivées plus massives)

(4) Type IV: (estimation de l'épaisseur des sédiments dans le cas d'une marge active)

- . Ce cas simple ne fait intervenir que l'épaisseur de la fraction pélagique puisque la quasi-

totalité des sédiments détritiques sera piégée dans la fosse océanique.

La carte obtenue donne une paléobathymétrie générale, préliminaire. Le support cartographique engendré peut servir de base pour des études de la sédimentation et des courants. Appliqué à la Téthys tout entière, cette méthode permet, par exemple, de caractériser au mieux la morphologie des seuils caraïbe, méditerranéen et indonésien, et les circulations entre les bassins océaniques qu'ils séparent. L'utilisation d'un modèle numérique de circulations océaniques permet notamment de mettre en évidence l'influence de la topographie sur la distribution et la vitesse des courants. Un modèle de circulations océaniques au Tithonique supérieur est proposé et permet par exemple de localiser les zones potentielles d'upwellings.



# Abstract



---

## Abstract

Reconstructing the paleodepths of oceanic domains allows the sea-floor bathymetry and also the geometry and evolution (closure or opening) of seaways between the different oceanic basins to be determined. A good knowledge of the paleobathymetry is essential to understand the organization and distribution of sedimentary rocks and their fauna as well as oceanic circulations and their relation to mineral deposits such as phosphates.

Paleobathymetric reconstructions are available for the Atlantic Ocean, although nothing until now has been proposed for the Tethyan domains crushed in the Gondwana-Laurasia collision. A simple relationship exists between sea-floor age and its bathymetry (Sclater & others, 1971) using the ages recorded by the magnetic anomalies of the oceanic crust. However, the central Tethys crust, subducted, does not permit such an approach.

A new method to determine the bathymetry of subducted oceanic basins is proposed. It involves several steps:

1. using accretionary ridge locations to map the age of the sea-floor,
2. calculating the rates of spreading and subduction which allows the sea-floor geometry to be reconstructed,
3. evaluating the rates of oceanic sedimentation,
4. using the ages, the rates, to determine the bathymetry of the oceanic domains.

The variation of sediment thickness with time has been modelised using Atlantic Ocean data. The mean sediment thickness for any given isochron, using major magnetic anomalies, has been calculated from the published maps. The Atlantic Ocean has been divided in four sectors. Averaging the sediment thickness has been done for each sector. Sediment thicknesses are related to time by a simple mathematical relation. The continental margins provide a "fringing effect", independant of the age of the oceanic basin, but related to continental shelf progradation. It is of primary importance to distinguish pelagic from terrigenous input:

(a) Pelagics input is related to material floating at the surface of the ocean. It is generally assumed that terrigenous and pelagic production fluctuated throughout geological time. Planktonic productivity was very important from Jurassic to mid-Cretaceous time. Nevertheless, in this study, we have simplified the data and assumed their pelagic sediment thickness is proportional to time, except in upwelling zones. It seems that at least until mid-Cretaceous time, these deposits were relatively uniform throughout the Tethyan ocean.

(b) Terrigenous input is mainly related to fluvial input. Groups of rivers are recognized



on present day tables. We propose that the discharge of solids by modern rivers is similar to that in the past.

We can define four main types of input:

(1) **Type I:** (North Atlantic type, western and eastern sectors) (e.g. Mississippi River)

- . Small drainage basins and/or low discharge
- . Low relief
- . Large drainage basins and/or large discharges but considerable intracontinental or deltaic sediment trapping

(2) **Type II:** (South western Atlantic type) (e.g. Amazon River)

- . Very large input
- . Large drainage basins, large discharges and high relief

(3) **Type III:** (South eastern Atlantic) (e.g. Niger River)

- . Very large drainage basins, very low relief
- . Episodic cratonic uplifts providing major inputs

(4) **Type IV:** (Sediment thickness estimation of active margins)

- . This simple type takes into account only the pelagic fraction because all the detritic sediments are trapped in the subduction trough.

The resulting map is a first attempt to show the general paleobathymetry of the Tethys during the Late Tithonian. It should be used for sedimentary and circulation studies. Concerning the whole Tethyan ocean, this method allows the morphology of Caribbean, Mediterranean and Indonesian *seuils*, as well as currents between the oceanic basins separated by these *seuils*, to be determined. Using a numerical model for oceanic circulation, the influence of topography on the distribution and speed of currents has been evaluated. The proposed model for Late Tithonian oceanic circulation permits, for instance, upwelling zones to be located.

# Première Partie : Géologie



# Chapitre 1 : Introduction

Pendant cette période d'instabilité géologique, les événements tectoniques ont façonné la tectonique des plaques, les chaînes de montagnes et les bassins sédimentaires. Les processus de la tectonique des plaques ont été étudiés en détail au cours des dernières décennies, et les modèles actuels sont basés sur une compréhension approfondie de la dynamique de la lithosphère et de l'asthénosphère. Les chaînes de montagnes ont été étudiées en détail au cours des dernières décennies, et les modèles actuels sont basés sur une compréhension approfondie de la dynamique de la lithosphère et de l'asthénosphère. Les bassins sédimentaires ont été étudiés en détail au cours des dernières décennies, et les modèles actuels sont basés sur une compréhension approfondie de la dynamique de la lithosphère et de l'asthénosphère.

Le présent ouvrage est divisé en deux parties. La première partie, intitulée « Géologie », traite des principes fondamentaux de la géologie, y compris la géologie structurale, la géologie sédimentaire et la géologie des ressources. La deuxième partie, intitulée « Géochimie », traite des principes fondamentaux de la géochimie, y compris la géochimie analytique, la géochimie environnementale et la géochimie des ressources.

Il est important de noter que ce livre est destiné à être utilisé comme manuel de référence pour les étudiants en géologie et en géochimie. Il est également destiné à être utilisé comme manuel de référence pour les professionnels de la géologie et de la géochimie.



## Chapitre 1 : Introduction

### 1. Cadre géographique, géologique et dynamique de la Téthys - Définition

La Téthys est un vaste océan qui prend naissance à partir de la Panthalassa occidentale par une ouverture en sphénochasme aux dépens de la Pangée. On distingue généralement (Aubouin *et al.*, 1980) : une Téthys permanente à l'est qui est une simple dépendance de la Panthalassa et une Téthys "de la reconquête" qui s'ouvre dans la Pangée. Cette reconquête téthysienne s'échelonne du Permien à l'est au Jurassique à l'ouest. Elle est marquée par une trilogie sédimentologique caractéristique (Aubouin *et al.*, 1980):

- a) Faciès continentaux (grès rouges) marquant le début du rifting continental,
- b) Faciès évaporitiques (sel, gypse) traduisant les premières incursions marines,
- c) Faciès marins de marge continentale évoquant la transgression alors que l'océan est déjà ouvert.

Pendant cette période d'ouverture téthysienne, les séquences sédimentaires des marges de la Téthys sont celles des marges passives de type Atlantique. La comparaison est d'autant plus aisée que l'Atlantique central au Jurassique est une partie de la Téthys elle-même. A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, l'éclatement du Gondwana s'amorce, ayant pour principal effet de rétrécir l'espace existant entre l'Eurasie et l'ensemble Afrique-Arabie d'une part, l'Inde d'autre part et l'Australie enfin. La conséquence directe sera, dans un premier temps la fermeture progressive de l'espace téthysien en accentuant la subduction de la croûte océanique sous la marge nord-téthysienne. L'ouverture de l'Atlantique nord au Crétacé supérieur, puis dans le Paléogène, contribue à ce rapprochement et est responsable de la grande chaîne orogénique téthysienne qui s'étend aujourd'hui des Caraïbes à l'Indonésie.

#### Définition:

La Téthys, grand océan orienté est-ouest, s'étend géographiquement des Caraïbes à l'Indonésie et sépare deux grandes masses continentales, la Laurasia au nord et le Gondwana au sud. Aujourd'hui une partie persiste (l'Atlantique central), une autre est tectonisée dans les chaînes alpines.

Il faut toutefois préciser, au sujet de l'extension géographique, que cette définition de la Téthys varie en fonction des auteurs. Dewey *et al.* (1973), Scotese (1991) limitent la Téthys à la Téthys centrale et orientale des géologues français (Fourcade *et al.*, 1991), c'est à dire au niveau de la jonction entre l'Atlantique central et la Téthys (Fig. 1 et 2).



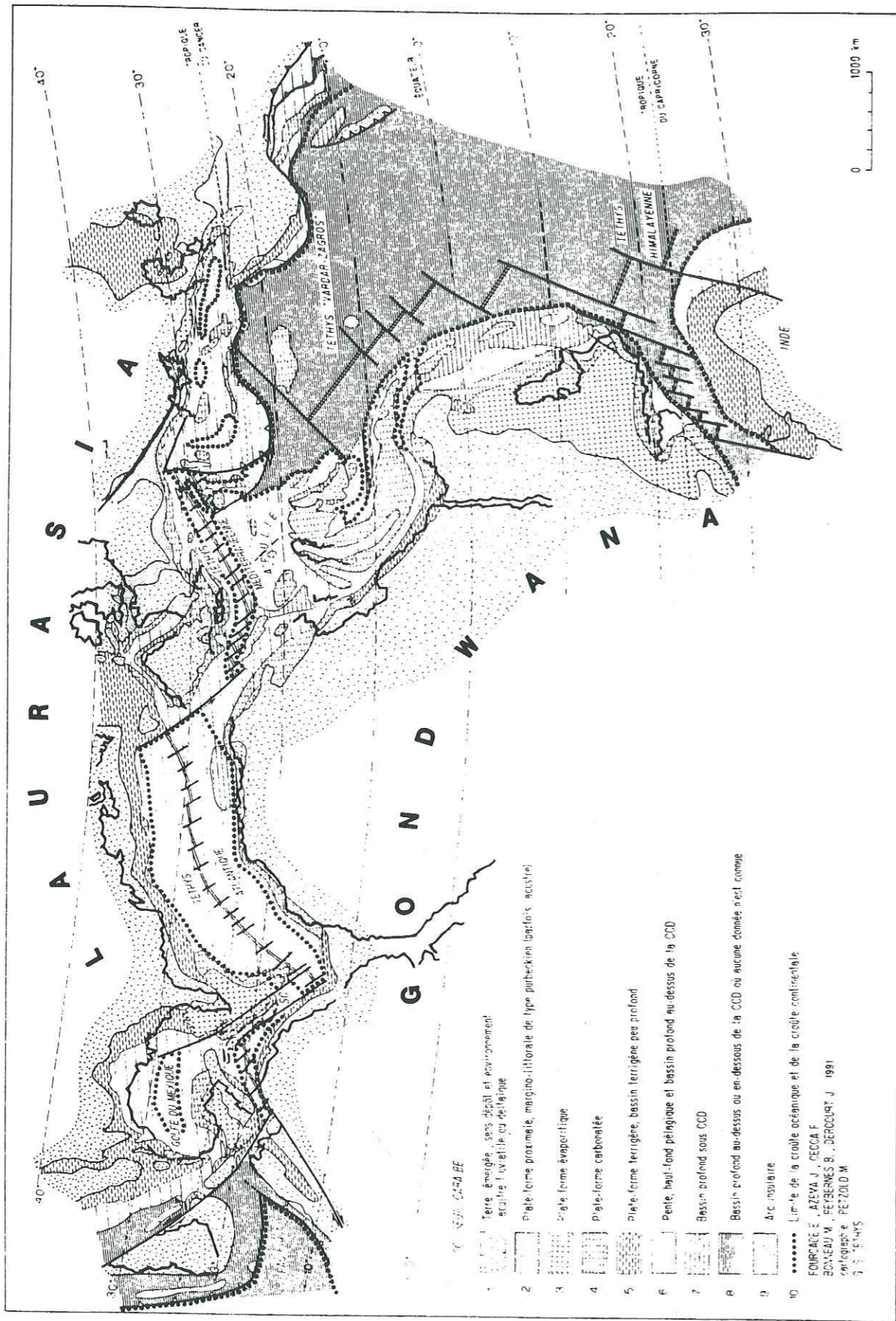


Fig. 1 : Carte simplifiée représentant les principaux environnements de la Téthys au Tithonien supérieur (d'après Fourcade *et al.*, 1991)

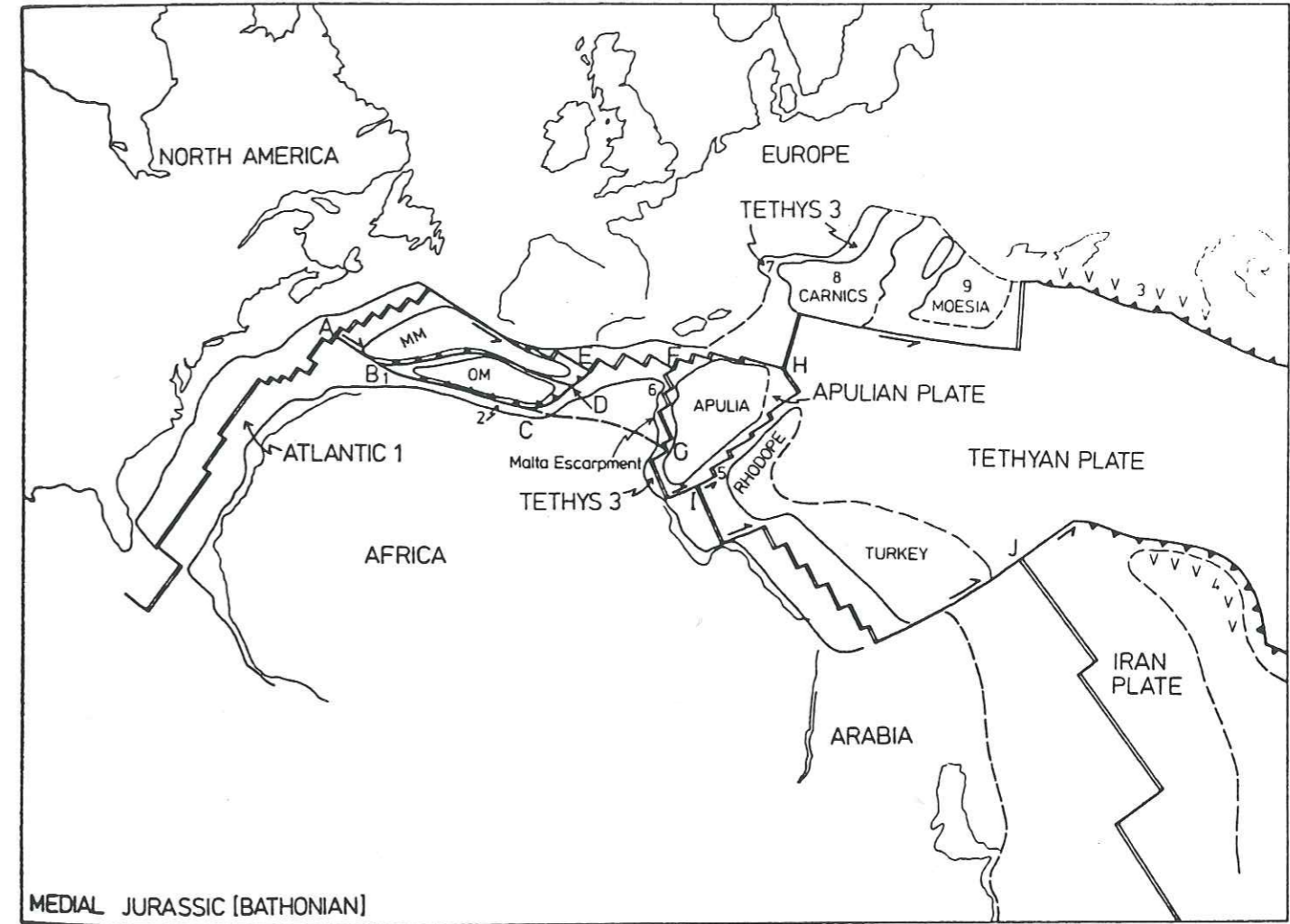


Fig. 2 : Extension occidentale de la Téthys selon Dewey *et al.*, 1973.



## 2. Grands traits de l'évolution de la Téthys au Jurassique ( du Toarcien moyen au Tithonique supérieur)

On trouvera les références bibliographiques et les descriptions ici schématisées pour le Toarcien in Bassoulet *et al.*, (1993), pour le Callovien in Enay *et al.*, (1993), pour le Kimméridgien in Cecca *et al.*, (1993), et pour le Tithonique in Fourcade *et al.*, (1993).

Au Toarcien moyen, la Téthys se présente sous forme d'un domaine océanique très largement ouvert à l'est. Cet océan se ferme à l'ouest au niveau de l'Ibérie, au point de jonction entre la Laurasia au nord et le Gondwana au sud. La Téthys atlantique n'est pas encore ouverte, mais ce secteur est déjà soumis au rifting et appartient au domaine épicontinental (Bassoulet *et al.*, 1990).

Au Callovien moyen, une remontée eustatique s'observe (Hallam, 1984). La Téthys atlantique est alors ouverte et, de part et d'autre, s'étendent d'étroites plates-formes marines en bordure des cratons nord-américain et africain émergés. La marge sud-téthysienne (nord-gondwanienne) est occupée par de vastes plates-formes peu profondes, détritiques à l'ouest et carbonatées à l'est. La marge nord-téthysienne (sud-laurasienne) est découpée en nombreuses microplaques où s'individualisent des chapelets d'îles bordées de plates-formes carbonatées ou détritiques (Enay *et al.*, 1990).

Le Kimméridgien inférieur appartient au même grand cycle sédimentaire que le Callovien moyen (Hallam, 1984); il s'agit d'une période de haut niveau marin, pendant laquelle les plates-formes détritiques ou carbonatées continuent de se développer. Les nombreuses séries volcano-sédimentaires de la marge nord-est de la Téthys traduisent la présence d'une marge active (Cecca *et al.*, 1990). Par contre, les radiolarites sont assez largement répandues, alors qu'elles étaient rares au Callovien, indiquant un milieu de dépôt sous la CCD. De même, la zonalité climatique de la sédimentation s'accroît (Fig. 3):

- . plates-formes terrigènes où dominent les faciès marneux et argileux au nord de 30°N.
- . plates-formes carbonatées avec de nombreux récifs au sud (Baudin *et al.*, 1992).

Cette tendance à la zonation sédimentologique s'accroît au Tithonique supérieur, pendant que l'ouverture progressive de la Téthys atlantique referme la Téthys centrale (Dercourt *et al.*, 1992) par rotation et remontée vers le nord du craton africain. La Téthys se trouve alors entièrement en position intertropicale. Un passage marin étroit fait communiquer la Téthys avec la Panthalassa orientale entre l'Amérique du nord et du sud, à l'ouest. Par contre, la Téthys est largement ouverte sur la Panthalassa occidentale à l'est, entre l'Australie et la Chine. Les faciès détritiques dominant sont localisés sur la marge nord-téthysienne et les faciès carbonatés sur la marge sud où s'étendent également de très larges plates-formes évaporitiques (Fig. 1). Le Tithonique supérieur, contrairement aux stades précédents, montre une baisse du

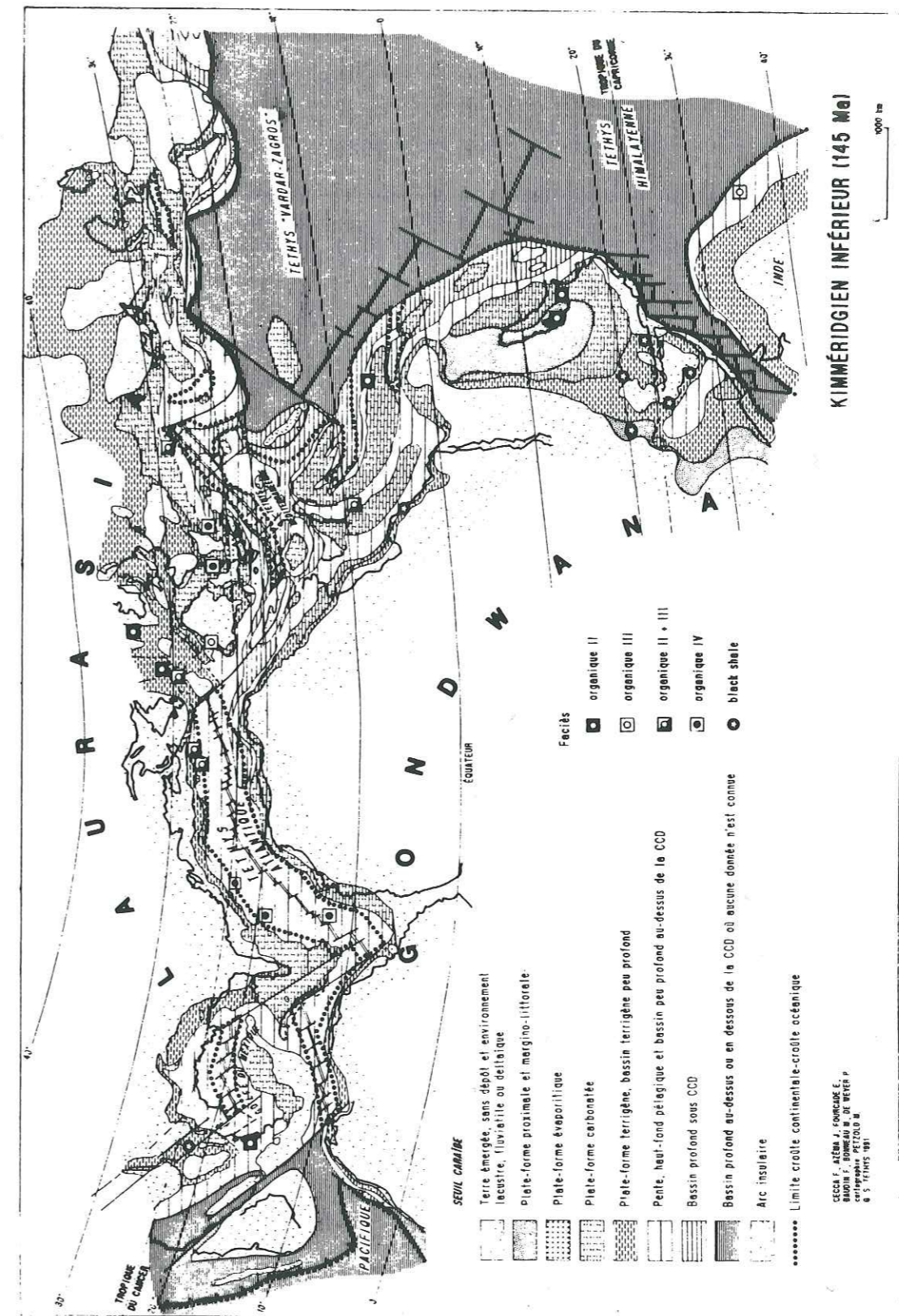


Fig. 3 : Carte simplifiée représentant les principaux environnements de la Téthys au Kimméridgien inférieur (d'après Baudin *et al.*, 1992)



niveau marin (Hallam, 1984), s'y individualisent deux zones hautes (seuils caraïbe à l'ouest et méditerranéen à l'est) entre deux domaines océaniques très profonds:

- . la Téthys centrale à l'est et la Téthys atlantique à l'ouest pour le seuil méditerranéen
- . la Panthalassa à l'ouest et la Téthys atlantique à l'est pour le seuil "Caraïbes".

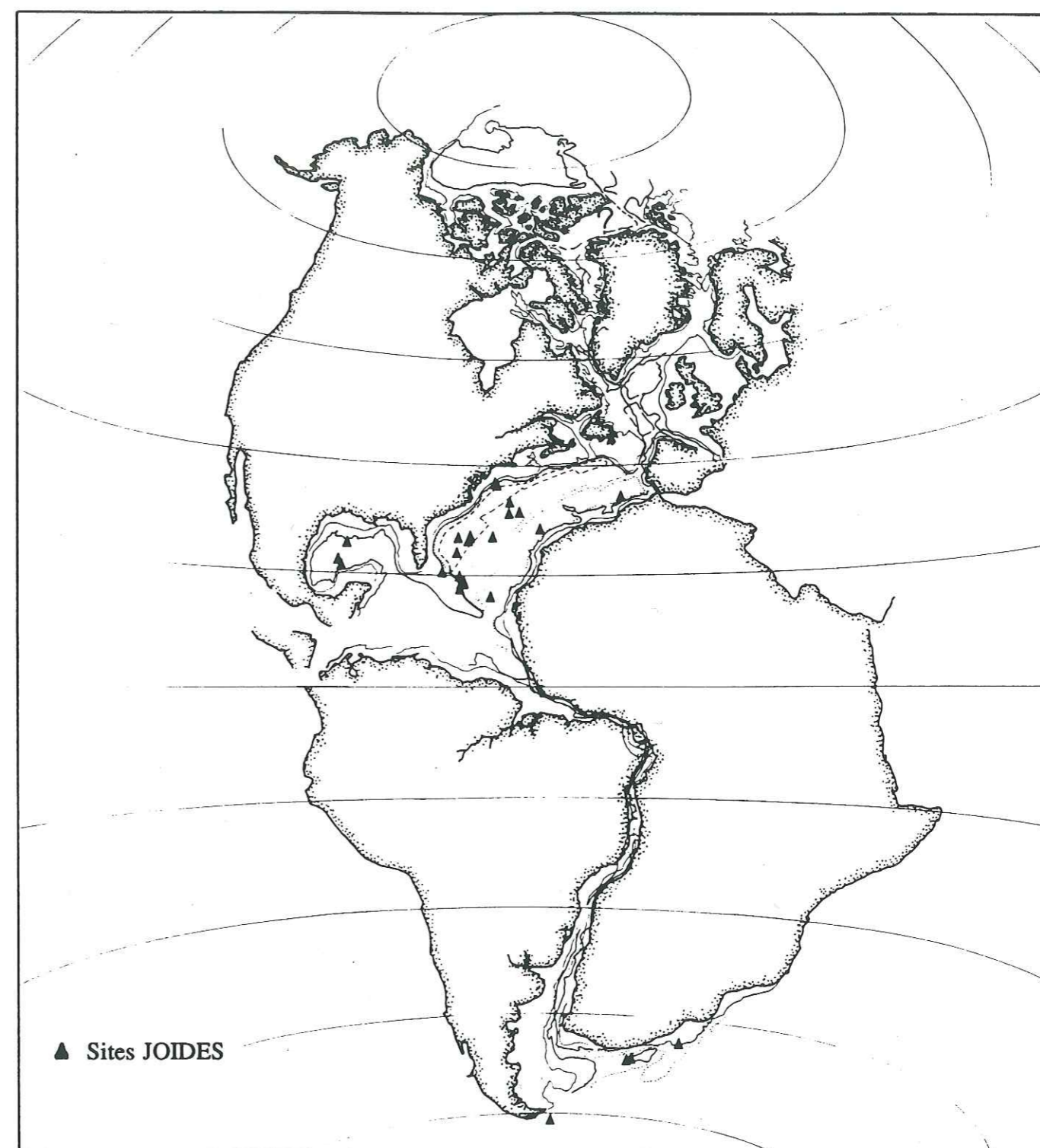
Un seuil est défini comme une portion de croûte lithosphérique reliant deux cratons séparés par d'étroits bassins océaniques et des plate-formes cratoniques (Dercourt *et al.*, 1993).

### 3. Exposé du travail

Les reconstitutions paléobathymétriques des domaines océaniques d'une façon générale, sont indispensables pour examiner la relation entre la position des différents continents et l'ouverture (ou la fermeture) de chenaux de communication entre bassins océaniques. Connaître la paléobathymétrie est indispensable également pour comprendre l'organisation et la distribution des corps sédimentaires, et les répartitions faunistiques ou floristiques. L'étude des circulations et des concentrations de matières impliquent une connaissance du fond bathymétrique. Si, pour l'océan Atlantique, des reconstitutions paléobathymétriques existent (Sclater *et al.*, 1977, Emery et Uchupi, 1984, Klitgord et Schouten, 1986), rien jusqu'à présent n'a été réalisé pour ceux des domaines téthysiens aujourd'hui disparus dans la collision Gondwana-Laurasia.

Sclater *et al.* en 1977 partent par exemple des données cinématiques des différents continents: les isobathes 3000 m, 4000 m, 5000 m sont alors directement dessinés à partir, respectivement, des contours de la dorsale vieille de 2, de 20 et de 50 ma (Fig. 4).

Nous ne pouvons pas utiliser cette méthode d'approche puisque les paléobassins océaniques téthysiens, subductés, sont reconstitués de façon théorique alors qu'ils sont observables dans la Téthys atlantique.



**Fig. 4:** Paléobathymétrie de l'Atlantique à 140Ma (anomalie M 22). Le contour 200 m a été dessiné en trait continu fin, le contour 3000 m en pointillés et le contour 4000 m en tirets (d'après Sclater *et al.*, 1977)



## Chapitre 2 : La méthodologie

## Chapitre 2 : La Méthodologie

### 1. Présentation de la méthode et de ses limites

#### 1a. La subsidence thermique

Jusqu'au début des années 60, la connaissance de la géologie de la terre était réduite aux terres émergées, c'est à dire que 70% restaient inconnus. Néanmoins, des cartes paléogéographiques globales, indiquant les domaines océaniques profonds, les mers épicontinentales, les plaines côtières, les petits reliefs et les montagnes élevées ont été publiées (Termier et Termier, 1952, Vinogradov, 1967). Ces interprétations étaient basées sur les données lithologiques et paléontologiques, mais ne tenaient pas compte des bilans de matière, c'est à dire que les quantités de sédiments soit-disant déposés pendant une période donnée auraient nécessité une érosion irréaliste de la zone d'apport. Les progrès en matière de reconstructions quantitatives de la paléobathymétrie ont débuté avec la découverte des phénomènes de pertes de chaleur par conduction, entraînant le refroidissement et la contraction de la lithosphère.

En 1971, Sclater *et al.* montraient la relation existant entre l'âge de la croûte océanique et les flux de chaleur observés d'une part, et l'âge de la croûte océanique et sa profondeur d'autre part (Fig. 5a). Pour tous les océans principaux (Atlantique nord et sud, Pacifique) cette corrélation pouvait être observée. Ces travaux ont été repris et complétés en 1974 par Davis et Lister puis en 1977 par Parsons et Sclater qui, les premiers, ont donné une expression mathématique reliant l'âge de la croûte océanique à la bathymétrie de son toit. En reportant en abscisses la racine carrée de l'âge de la croûte océanique et en ordonnées sa profondeur (en mètres), Parsons et Sclater se sont aperçus qu'il était nécessaire de différencier deux parties sur cette courbe âge-profondeur. En effet, les premiers 70 Ma après sa création, la lithosphère océanique subside: sa profondeur est alors fonction de la racine carrée de son âge (Davis et Lister, 1974). Après 80 Ma, la croûte océanique subside de façon exponentielle et tend à devenir asymptotique vers 6400 m de profondeur, 130 Ma après sa création (Parsons et Sclater, 1977) (Fig. 5b).

Ces deux comportements différents de la subsidence peuvent s'expliquer par la formation d'une frontière thermique (Sclater *et al.*, 1980). La lithosphère atteindrait une épaisseur constante (125 km environ) après un certain âge et resterait ainsi en équilibre avec l'asthénosphère:

. Avant 70 Ma, la subsidence est essentiellement liée au refroidissement et donc à la contraction de la lithosphère océanique.

. Au delà, le refroidissement plus lent n'est plus le facteur majeur et la subsidence est expliquée par le poids des sédiments qui se déposent sur la croûte océanique.



Il convenait donc de séparer ces deux zones de la courbe:

la première partie étant droite, la relation entre l'âge de la croûte et sa profondeur est directement proportionnelle à la racine carrée de l'âge. Ainsi, de 0 Ma à 70 Ma, la profondeur est calculée par la relation:

$$\text{Profondeur (en m)} = 2500 + 350 \cdot (\text{age})^{1/2}$$

La constante de l'équation (2500) est la profondeur de formation des rides océaniques et est exprimée en mètres par rapport au niveau de la mer actuel.

Le second coefficient (350) représente une constante calculée par Parsons et Sclater (1977) pour ajuster au mieux la courbe théorique sur les données.

la seconde partie est une fonction exponentielle exprimant la profondeur du plancher océanique de la manière suivante:

$$\text{Profondeur (en m)} = 6400 - 3200 \cdot \exp(-\text{age}/62,8)$$

La constante de l'équation (6400) est la profondeur maximum atteinte par la lithosphère océanique avant d'être subductée.

Le second coefficient (3200) correspond au décalage à l'origine pour un âge de 0 Ma en terme de modèle des plaques.

Le troisième coefficient (62,8) est une constante calculée par Parsons et Sclater (1977) pour ajuster au mieux la courbe théorique sur les données.

En partant de ces deux relations, il devient facile de retrouver la profondeur des bassins océaniques en fonction de l'âge du plancher océanique. Cependant, ces deux relations ne rendent pas compte des rides considérées comme anormales (Schroeder, 1984) et, par conséquent, des zones situées à proximité des panaches (ex: Bermudes). Schroeder (1984) a par ailleurs montré que les planchers océaniques plus vieux que 80 Ma ont été à proximité de panaches à différentes époques durant leur existence. Sachant qu'il existe également une relation entre un accroissement de la profondeur du plancher et l'éloignement des panaches Heestand et Crough (1981) ont proposé des équations âge/profondeur par intervalles de distance par rapport aux points-chauds. Par exemple, pour l'intervalle 200-400 km la profondeur sera déduite d'une équation différente de celle déterminée pour l'intervalle 400-600 km. Cependant, rien n'a vraiment été conclu pour des âges supérieurs à 80 Ma (Schroeder, 1984). Heestand et Crough (1981) ont proposé une autre équation reliant l'âge et la profondeur du toit de la croûte océanique dans l'Atlantique:

Profondeur (en m) = 2900 + 300\*(age)<sup>1/2</sup> où 2900 représente la profondeur moyenne de formation de la ride médio-atlantique. Ces auteurs estiment que cette loi est

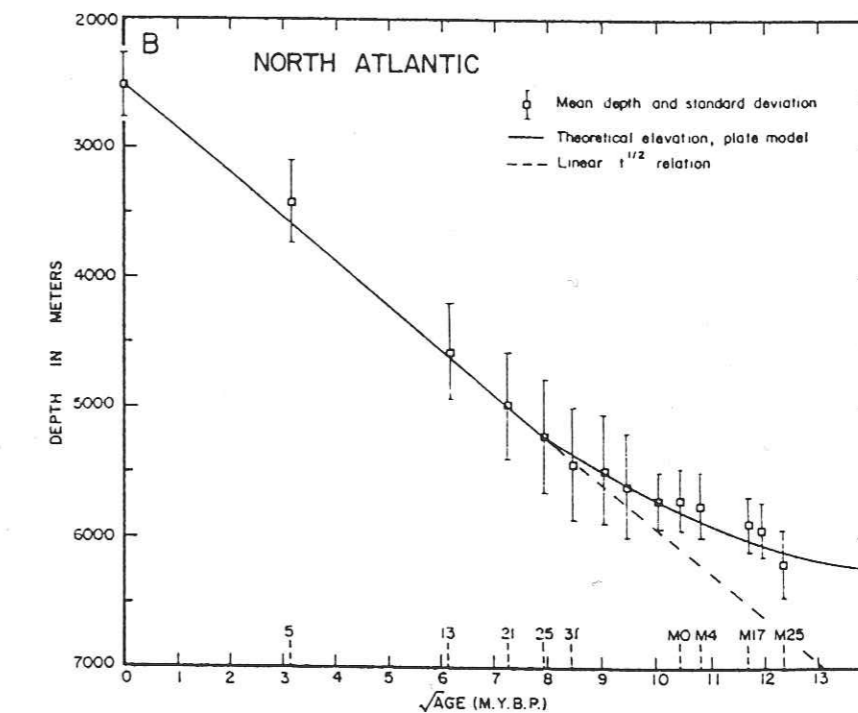
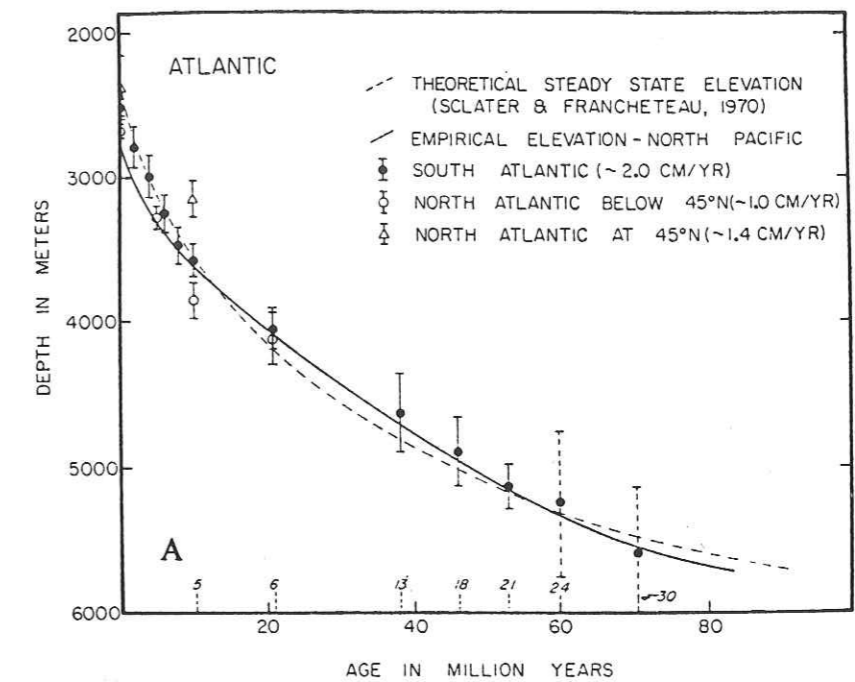


Fig. 5 : Relations entre la profondeur du plancher océanique dans l'Atlantique et A) son âge (d'après Sclater *et al.*, 1971) et B) la racine carrée de son âge (d'après Parsons et Sclater, 1977). La figure 5B montre la nécessité de décomposer en deux parties la loi exprimant la profondeur en fonction de l'âge.



Age de la croûte océanique (Ma)	Heestand et Crough 1981	Sclater et al. 1971	Différences (Valeurs absolues)
0	2900	2500	400
10	3849	3607	242
20	4242	4065	176
30	4543	4417	126
40	4797	4714	84
50	5021	4975	46
60	5224	5211	13
70	5410	5428	18
80	5583	5630	47
90	5746	5820	74
100	5900	6000	100
110	6046	6171	124
120	6186	6334	148
130	6321	6491	170
140	6450	6641	192
150	6574	6787	212
160	6695	6927	232

Fig. 6 : Comparaison des profondeurs de la croûte océanique (couche 2) en fonction de son âge selon deux relations : Heestand et Crough (1981) et Sclater *et al.* (1971).

applicable sur les domaines océaniques de tout âge, mais non affectés par les points chauds.

Il est évident que ces diverses équations ne sont pas applicables à tous les océans et ne rendent pas compte des mers marginales et des zones dont la bathymétrie est anormale. De même, la subsidence doit être mise en relation avec l'épaisseur de la croûte océanique (Mc Lain et Atallah, 1986), mais cet effet est extrêmement difficile à quantifier et semble être d'une influence locale (Shaw et Hay, 1989).

On peut déjà dire que deux théories fondamentales s'opposent. D'une part, Sclater *et al.* (1971) et Parsons et Sclater (1977) considèrent dans leurs calculs un flux de chaleur constant dans la lithosphère, d'autre part, Heestand et Crough (1981) estiment que les panaches sont la source de chaleur la plus importante dans la lithosphère. Selon ces deux derniers auteurs, les panaches expliqueraient que les portions de croûte plus âgée que 70 ou 80 Ma s'écartent de la relation profondeur/(âge)<sup>1/2</sup>. Cependant, il a été montré que ces panaches ne sont pas nécessairement la raison première de cette dérive de la profondeur par rapport à (âge)<sup>1/2</sup> (Schroeder, 1984). D'ailleurs, une comparaison des deux relations montre que les différences sont minimales (Fig. 6).

En 1984, Worsley *et al.* reprenaient les équations de Parsons et Sclater (1977) avec toutefois quelques modifications puisqu'ils utilisaient non pas 2500 m comme profondeur moyenne des rides d'expansion du matériel mantellique, mais 2370 m. En effet, se pose le problème du référentiel à choisir. Doit-on prendre la distance verticale entre la croûte océanique et la rupture de pente du plateau continental ou bien la bordure libre du niveau marin sachant que celle-ci a varié au cours des temps géologiques ?

Worsley *et al.* utilisaient la distance verticale entre le plancher océanique et la rupture de pente du plateau continental. Ils retranchaient donc 130 m aux 2500 m de l'équation de Parsons et Sclater puisque 130 m est la valeur actuelle moyenne de la profondeur de la rupture de pente du plateau continental en période glaciaire. Au Jurassique, aucune preuve d'existence de calotte glaciaire n'a pu être mise en évidence. La profondeur de la rupture de pente étant de 200 m pour une période géologique non glaciaire, il nous faudrait utiliser la formule suivante :

$$\text{Profondeur (en m)} = (2500 - 200) + 350 * (\text{âge})^{1/2}$$

Cependant, il est essentiel pour nous de rendre compte de l'épaisseur de la tranche d'eau au dessus du plancher océanique sur lequel vont se déposer les sédiments. En effet, 200 m d'eau supplémentaires peuvent avoir une influence sur le dépôt ou non de certains sédiments, (notamment certains sédiments carbonatés) et sur la courantométrie. Il est indispensable de



prendre comme référentiel 0 m, la bordure libre du niveau marin.

Des travaux plus récents, Cazenave *et al.* (1986), Hay *et al.*, (1989), utilisent également les équations de Parsons et Sclater (1977) comme base à leurs calculs de profondeurs de portions de croûte océanique, en considérant qu'ils représentent une référence communément utilisée pour définir la subsidence du plancher océanique.

En conclusion, bien que les zones à proximité des panaches ont connu des perturbations thermiques importantes et bien qu'ils représentent des sources thermiques non négligeables, nous prendrons pour les calculs ultérieurs de subsidence thermique de la croûte océanique, les relations décrites par Parsons et Sclater (1977) avec les constantes de 2500 m (pour un âge  $\leq 70$  Ma) et 6400 m (pour un âge  $> 70$  Ma) telles qu'elles avaient été introduites originellement. En effet, l'influence des panaches n'a pas été clairement définie comme le phénomène majeur de perturbation thermique. De plus, par souci de simplification des calculs, nous ne prendrons qu'une loi **profondeur=f(âge)** indépendante de la distance des panaches. De même, ce travail a pour but d'estimer la bathymétrie de domaines océaniques aujourd'hui disparus pour lesquels les preuves d'existence de panaches et leur localisation précise ne sont pas mises en évidence.

#### 1b. Estimation de l'épaisseur des sédiments

La modélisation de l'épaisseur des sédiments déposés sur ce plancher océanique en fonction du temps, permet d'obtenir, par addition des deux relations (bathymétrie du toit de la croûte océanique et épaisseurs), la paléobathymétrie du domaine océanique considéré.

Les taux d'accumulation des sédiments sur le plancher océanique dépendent d'une multitude de processus qui contrôlent (1) le flux des particules dans la colonne d'eau, (2) la préservation des composants solubles, (3) la stabilité des sédiments déposés sur le plancher (Thiede *et al.*, 1980) et (4) les variations du niveau marin (Worsley et Davies, 1979) (les périodes de fort taux de sédimentation correspondent aux périodes de bas niveau marin pendant lesquelles la surface des terres émergées, soumise à l'érosion, est plus importante). Certains de ces paramètres sont étroitement liés:

- . aux périodes géologiques de dépôt des sédiments,
- . aux profondeurs (Thiede et Ehrmann, 1986),
- . à certains types de bassins,
- . aux climats et aux courants de surface ou de fond,
- . aux continents bordiers.

Si l'on considère la Terre comme un système de plusieurs réservoirs distincts entre lesquels existent des flux de matière (Southam et Hay, 1977), l'estimation des épaisseurs sédimentaires passe par la détermination de la couche 1 (sédiments) de la croûte océanique (Fig. 7) et par

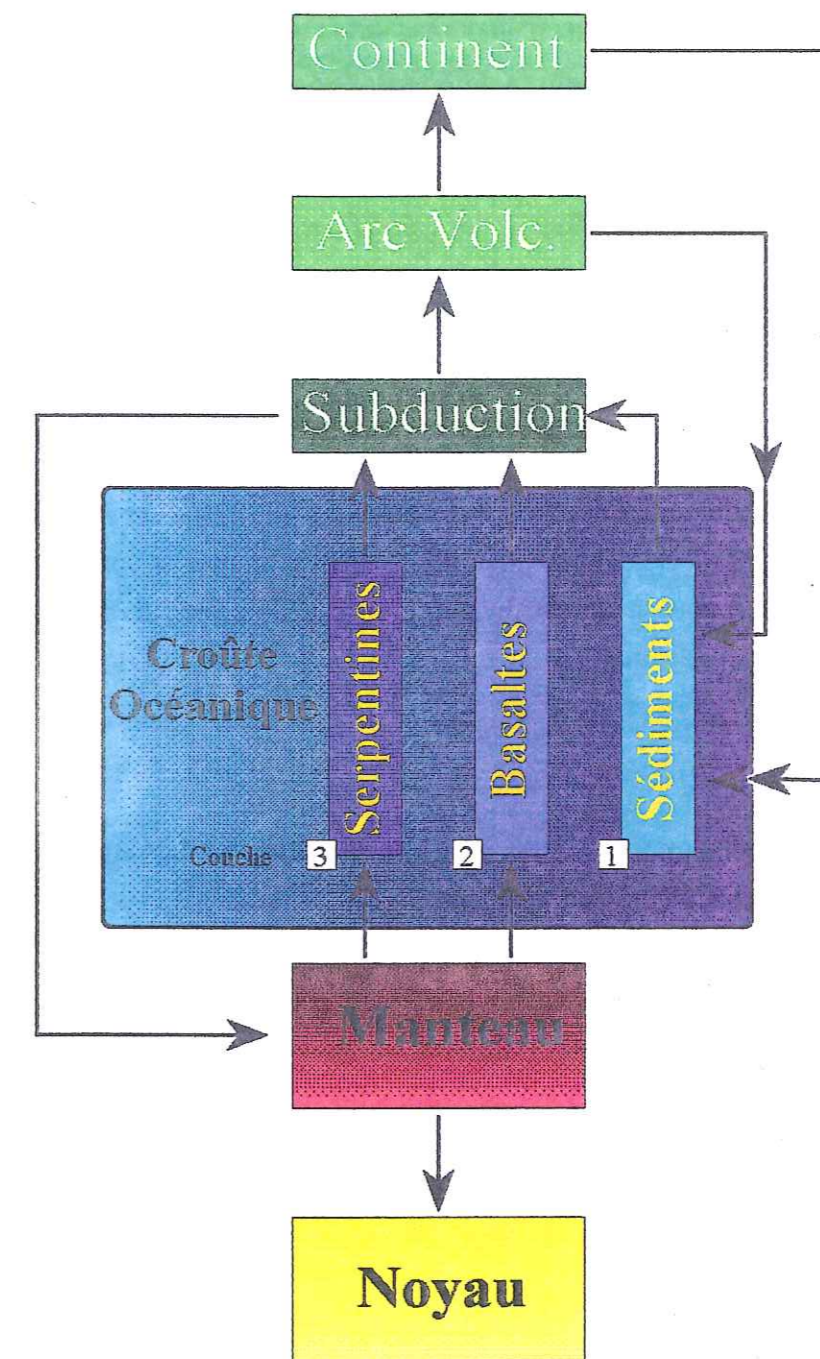


Fig. 7 : La Terre : un système de réservoirs (d'après Southam et Hay, 1977, modifié)



l'examen des facteurs qui la conditionnent.

D'autres facteurs interviennent comme l'existence de hiatus sédimentaires et la compaction. Dans l'Océan Atlantique nord et sud au cours des temps géologiques (Van Andel *et al.*, 1977, Moore *et al.*, 1978), existent des hiatus à différentes époques: ils correspondent à des périodes de non dépôt, de transport ou d'érosion sous-marine. Par conséquent, des hétérogénéités locales ou régionales existent et éloignent les résultats d'observations des calculs théoriques. Ces divergences entre les observations et les calculs varient avec la période considérée (Van Andel *et al.*, 1977).

Pour tenir compte de tous les phénomènes énoncés précédemment, les sites O.D.P.-D.S.D.P. représentent des lieux de validation qui permettraient des corrections régionales.

Le but de la méthode proposée dans ce travail n'est pas de calculer les quantités de sédiments déposés localement sur le plancher océanique à une époque bien déterminée ni d'évaluer les taux de sédimentation à diverses époques, mais d'estimer une épaisseur moyenne de la colonne lithologique (car les sédiments déposés sont déjà en partie lithifiés et compactés) au droit d'un isochrone, afin de déterminer la paléobathymétrie. Le calcul de ces puissances reposera sur des épaisseurs observées actuellement, donc sur des séries compactées (en partie) naturellement. La méthode proposée permet donc de s'affranchir des taux de sédimentation et de la compaction.

Notre objectif était d'établir une méthode de détermination de la bathymétrie. Nous avons utilisé deux jeux de cartes paléogéographiques:

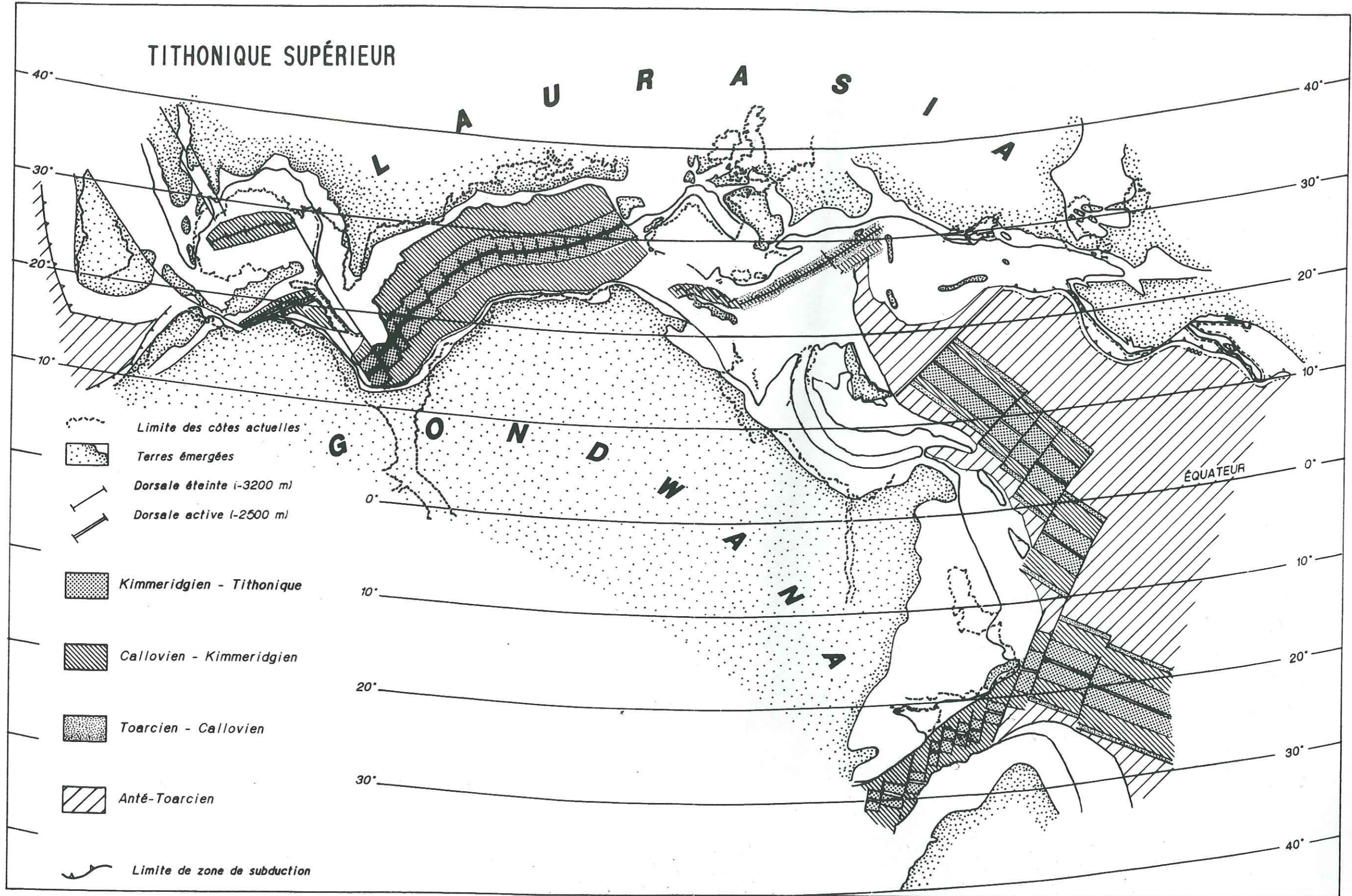
- (1) Dercourt *et al.* (1985) qui localisent la ride d'accrétion océanique à proximité de la marge active nord-téthysienne,
- (2) Fourcade *et al.* (1991) qui la localisent beaucoup plus au sud.

La méthode mise au point est apte à s'appliquer à toute carte de ce type. On pourrait par exemple établir la bathymétrie du Jurassique à partir de la carte qu'établissent pour ce même secteur Fourcade *et al.* (1993) ou tout autre carte des paléoenvironnements en cours de réalisation.

**Fig. 8 :** Carte d'âge du plancher océanique de la Téthys au Tithonique supérieur (138 - 135 Ma).



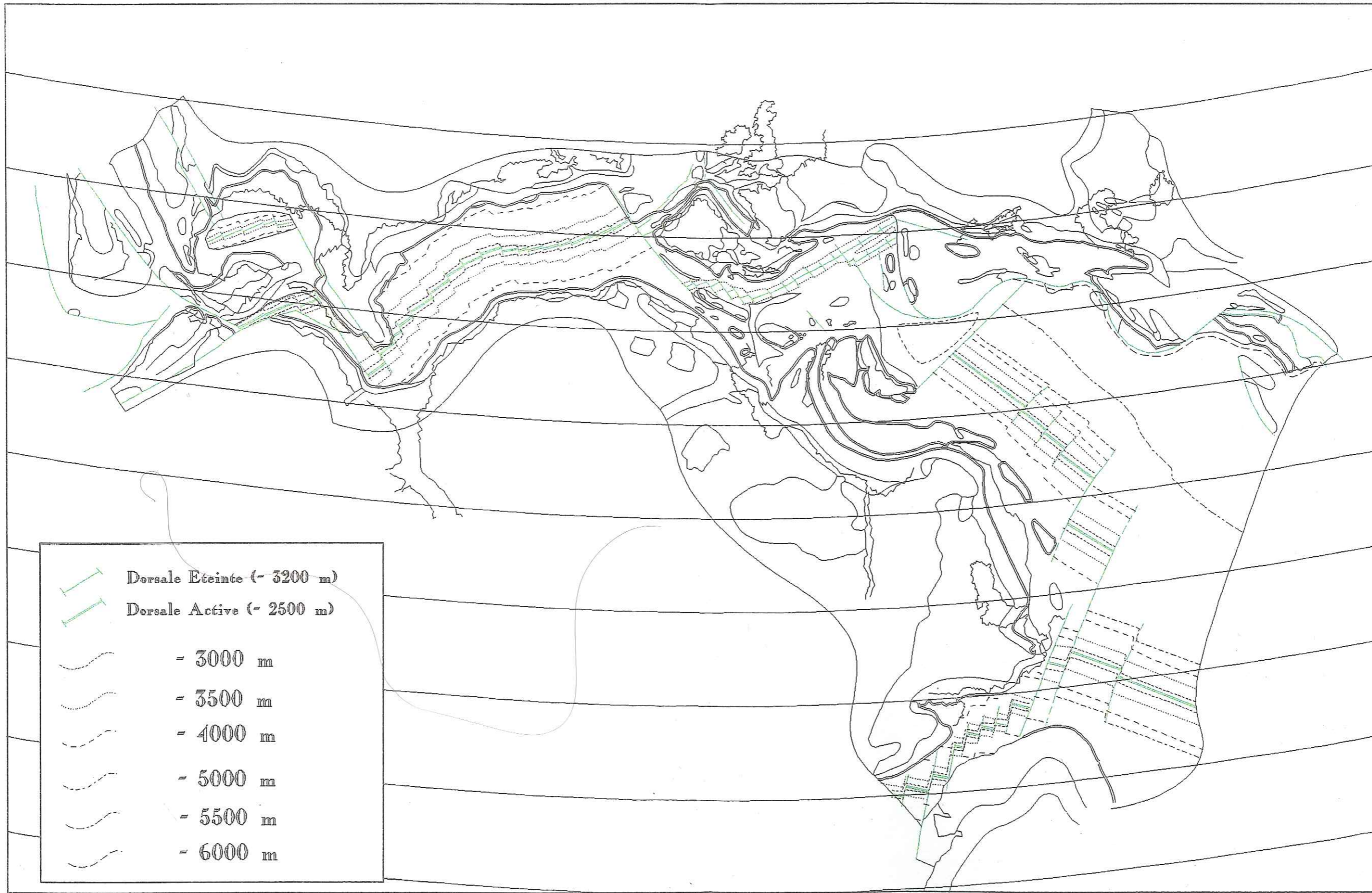
# TITHONIQUE SUPÉRIEUR





**Fig. 9 :** Carte bathymétrique du toit de la croûte océanique (couche 2) de la Téthys au Tithonique supérieur (138 - 135 Ma).







## 2. Carte d'âge du plancher océanique

Pour réaliser une carte d'âge du plancher océanique, il est nécessaire de connaître l'âge de la croûte océanique. Dans les océans actuels, on utilise le tracé des signatures magnétiques. Emery et Uchupi en 1984 partent, par exemple, des données cinématiques (déterminées par les anomalies magnétiques) des différentes plaques. Nous ne pouvons pas utiliser cette méthode d'approche puisque les paléobassins océaniques téthysiens ne sont pas contraints par des données cinématiques analogues. D'une part de vastes fragments sont subductés, d'autre part aucune des anomalies magnétiques qui s'étaient imprimées dans la lithosphère océanique lors de l'accrétion ne peut être observée dans les fragments obductés en dépit des tentatives qui butent sur les difficultés d'attribution d'âge (Thomas, 1991). Nous utilisons donc des reconstitutions paléogéographiques basées sur des contraintes cinématiques globales et géologiques locales. L'âge de la croûte océanique est, dans ce cas, établi en utilisant la localisation des zones d'accrétion proposées par les auteurs.

L'établissement de cette carte reprend, pour la période étudiée (ici limite Jurassique/Crétacé) les stades d'ouverture antérieurs (pour notre étude: Kimméridgien, Callovien, Toarcien) (Fig. 8). La carte d'âge du plancher océanique servira de support aux calculs des taux d'expansion (et de subduction) ainsi qu'à la détermination de la bathymétrie de la croûte océanique (couche 2).

## 3. Calculs des taux d'expansion et de subduction

Ils sont réalisés sur les reconstitutions mentionnées dans le paragraphe précédent pour chaque période de l'histoire du paléobassin océanique, et même dans certains cas, sur chaque tronçon de la dorsale, lorsqu'il s'agit d'une ouverture en sphénochasme comme c'est le cas dans la Téthys centrale.

Les taux d'expansion et de subduction sont calculés automatiquement à partir de la carte digitalisée, par l'intermédiaire du programme BATHY (voir Deuxième Partie et Annexe G).

## 4. Détermination de la paléobathymétrie de la couche océanique n°2

Nous avons vu dans le paragraphe 1 que la loi de Sclater donnait la profondeur du plancher océanique en fonction de son âge. La combinaison de cette loi (profondeur en fonction de l'âge) et des taux d'expansion (distance par rapport à la dorsale en fonction de l'âge) permet d'obtenir une relation entre la profondeur et la distance à la dorsale: on établit ainsi la carte bathymétrique du toit de la croûte océanique (couche 2) (Fig. 9).



La morphologie du fond océanique, qui correspond à la distance des isobathes par rapport à la dorsale, varie en fonction des taux d'expansion (Pitman, 1978, Turcotte et Burke, 1978) (Fig. 10). L'établissement du taux d'accrétion aura donc une grande importance pour la détermination de la paléobathymétrie finale.

## 5. Détermination des lois d'épaisseur moyenne des sédiments

### 5a. Présentation du modèle

Le modèle d'estimation de l'épaisseur moyenne des sédiments en fonction du temps a été établi pour l'océan Atlantique et repose sur deux considérations :

(1) L'Atlantique central est un fragment de la Téthys qui a conservé la géométrie originelle. On considère donc que les observations faites sur l'Atlantique actuel peuvent être, pour une première approche, transposées à la Téthys toute entière dans les secteurs où ses marges sont stables. En effet, à la fin du Jurassique la Téthys se trouve dans un contexte géologique analogue à l'Atlantique central actuel, séparant deux cratons anciens tectonisés aux mêmes phases orogéniques.

(2) La bathymétrie est la résultante de la subsidence thermique du plancher océanique (Sclater *et al.*, 1971) et de l'épaisseur des sédiments qui s'y déposent. On négligera le rôle isostatique de la colonne sédimentaire

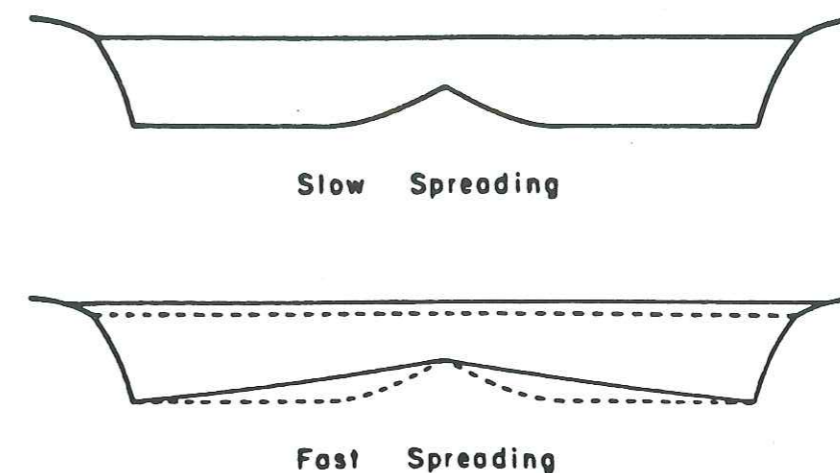
### 5b. Première approche pour la Téthys Atlantique

#### b1. La méthode

Pour les quatre secteurs de l'Atlantique actuel (secteurs nord-est, nord-ouest, sud-est, sud-ouest) (Fig. 11), à partir des cartes publiées (Emery et Uchupi 1984, Pl. VIA et VIB, Tucholke 1986, Pl.6), on moyenne l'épaisseur des sédiments observés le long des isochrones du plancher océanique matérialisés par les anomalies magnétiques (Emery et Uchupi, 1984, Pl. XIA et XIB, Vogt, 1986, Pl. 3). Nous utiliserons les âges radiométriques de Kent et Gradstein (1986) pour dater les anomalies magnétiques.

On mesure les épaisseurs des sédiments tous les 150 km environ le long de chaque isochrone. Les valeurs observées pour les quatre secteurs considérés et utilisées pour les calculs, sont reportées dans la figure 12.

Si l'on modélise ces valeurs (Fig. 13), on note qu'elles suivent, pour chaque secteur, une loi mathématique simple (polynôme de degré 3). On reporte également sur cette figure la courbe d'interpolation (lissage) et son équation. Ces équations serviront de base aux calculs ultérieurs.



a)

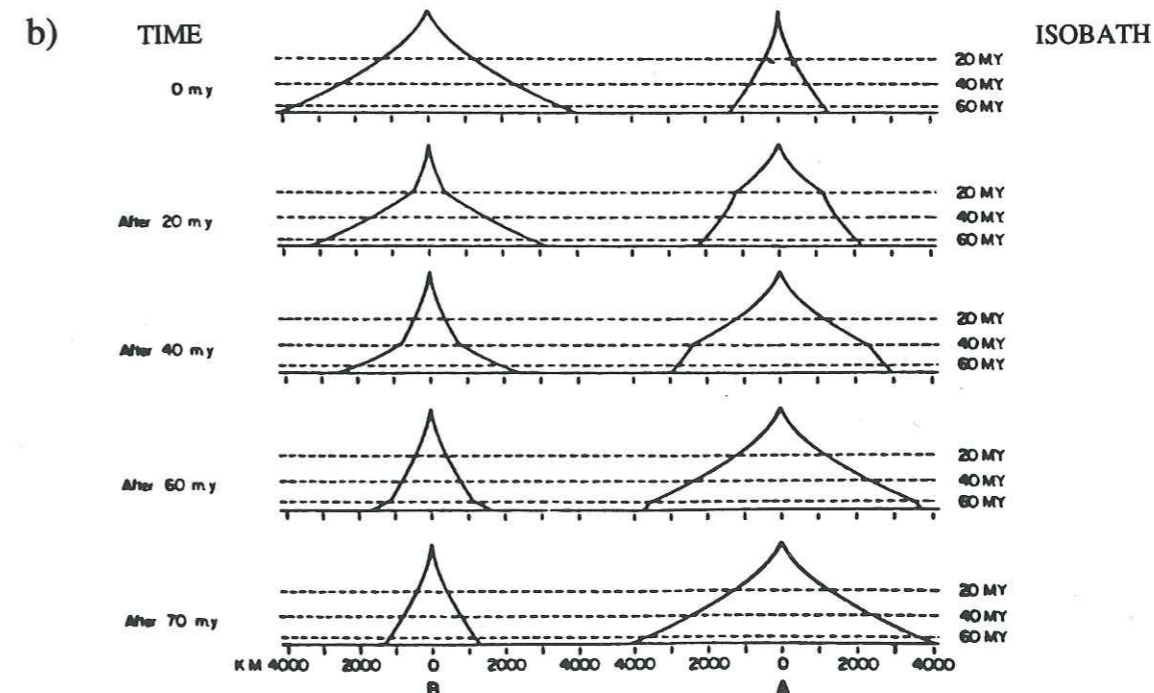


Fig. 10 : Variation de la morphologie du fond océanique en fonction du taux d'expansion; a) un taux d'expansion élevé entraîne également une augmentation du niveau marin (d'après Turcotte et Burke, 1978), b) évolution de la morphologie d'une ride lors du passage d'un taux d'expansion de 2 à 6 cm/an (A) et d'un passage de 6 à 2 cm/an (B) (d'après Pitman, 1978).







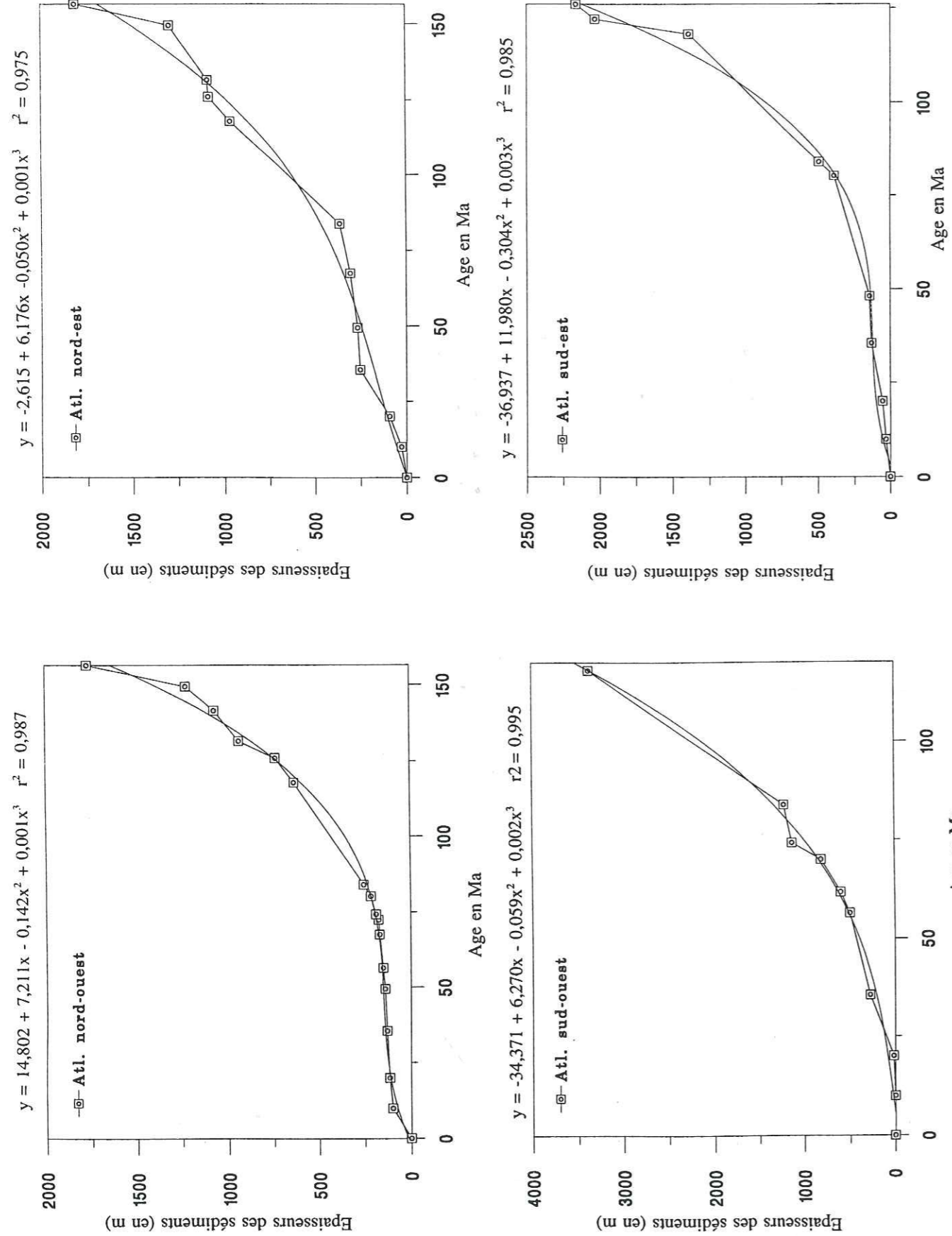


Fig. 13 : Les courbes obtenues pour les quatre secteurs de l'Atlantique. Les carrés représentent les valeurs moyennes observées le long des isochrones. Les figures montrent également les courbes lissées (interpolées). Les équations des interpolations sont reportées en haut de chaque diagramme.

b2. Pourquoi des polynômes de degré 3 ?

Devant la faible valeur du coefficient en  $x^3$  des équations obtenues, on pourrait douter de sa nécessité. Afin de justifier l'emploi de ces équations, une comparaison simple de 3 interpolations différentes (polynôme de degré 2, exponentielle, polynôme de degré 3) a, dans un premier temps, été effectuée (Fig. 14 et 15A). Il ressort du tableau comparatif que, jusqu'à 74 Ma, les valeurs réelles sont interpolées au mieux par le polynôme de degré 3. Puis, jusqu'à 84 Ma, l'écart minimum est observé pour le polynôme de degré 2. De 84 à 149 Ma, la fonction exponentielle rend mieux compte des valeurs réelles (sauf pour 131,5 Ma). Par contre, la fonction exponentielle est très loin des valeurs réelles pour un âge de la croûte supérieur à 150 Ma.

La première conclusion de cette étude comparative est donc que le polynôme de degré 2 ne rend compte des valeurs réelles que sur une très petite plage d'âges (72 à 84 Ma), et qu'il ne convient, ni pour les faibles, ni pour les fortes valeurs de l'âge de la croûte océanique. Le coefficient en  $x^3$ , aussi infime soit-il, est donc indispensable.

La seconde conclusion concerne la fonction exponentielle. En effet, si cette fonction montre des écarts importants pour les faibles valeurs de l'âge, elle est proche des valeurs réelles pour un âge compris entre 84 et 149 Ma.

Enfin, le polynôme de degré 3 semble être le meilleur compromis pour les calculs ultérieurs. Dans de prochains travaux, il pourrait être envisagé d'utiliser la méthode la plus proche suivant l'âge du bassin à étudier; c'est à dire utiliser le polynôme de degré 3 pour un âge inférieur à 84 Ma et supérieur à 150 Ma, et la fonction exponentielle pour des âges de la croûte océanique compris entre 84 et 150 Ma.

Nous voyons que les coefficients (constante, coefficients en  $x$ ,  $x^2$ ,  $x^3$ ) déterminés pour le polynôme de degré 2 sont très différents de ceux obtenus pour pour le polynôme de degré 3. Or, les coefficients déterminés pour ce dernier interpolent de façon satisfaisante les valeurs mesurées. Partant donc du polynôme de degré 3 seul, deux tests supplémentaires ont été menés, manipulant les coefficients en  $x^2$ ,  $x$  et la constante (Fig. 15B).

Au vu des écarts très importants observés dans ce comparatif, on peut donc affirmer que le coefficient en  $x^3$  est déterminant et ne peut, en aucun cas, être ignoré.

b3. Comparaison des 4 courbes obtenues

La superposition des quatre courbes sur une même figure (Fig. 16), fait apparaître trois types principaux. En effet, les courbes caractéristiques de l'Atlantique nord, parties ouest et est, ne diffèrent au maximum que d'environ 300 m pour un âge de la croûte océanique identique. Par contre, elles s'opposent très nettement aux courbes de l'Atlantique sud, pour



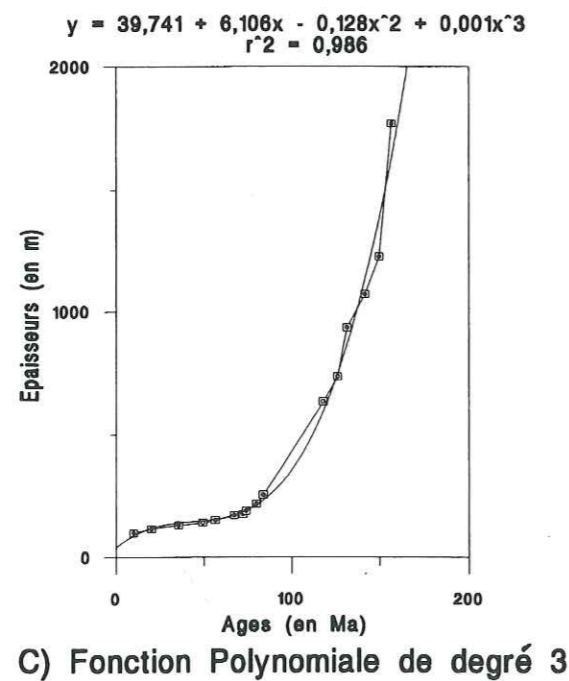
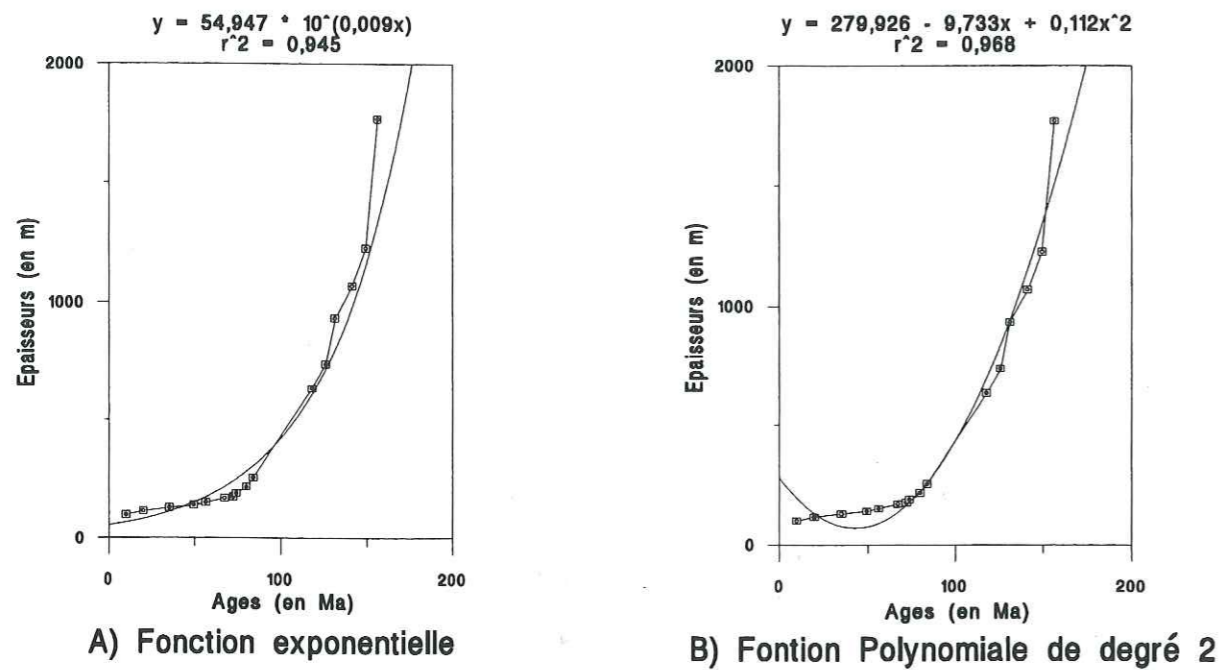


Fig. 14 : Comparaison de trois lois différentes d'interpolations.

Ages en Ma	Ep. Observ.	Fonction exponent.		Polynôme de degré 2		Polynôme de degré 3	
		Ep. Calc.	Différences	Ep. Calc.	Différences	Ep. Calc.	Différences
0,0	0,0	54,9	54,9	279,9	279,9	39,5	39,5
10,0	100,0	67,6	-32,4	193,8	93,8	88,7	-11,3
20,0	115,5	83,2	-32,3	130,1	14,6	118,4	2,9
35,5	128,5	114,7	-13,8	75,6	-52,9	139,7	11,2
49,5	140,0	153,3	13,3	72,6	-67,4	149,4	9,4
56,5	150,0	177,2	27,2	87,5	-62,5	156,3	6,3
67,5	169,0	222,6	53,6	133,2	-35,8	176,0	7,0
72,5	175,0	246,9	71,9	163,0	-12,0	190,5	15,5
74,3	189,0	256,2	67,2	175,1	-13,9	196,8	7,8
80,2	216,0	289,6	73,6	219,7	3,7	221,8	5,8
84,0	254,0	313,3	59,3	252,6	-1,4	242,0	-12,0
118,0	633,0	633,8	0,8	690,9	57,9	620,8	-12,2
126,0	736,0	748,1	12,1	831,7	95,7	777,2	41,2
131,5	935,0	838,4	-96,6	936,8	1,8	903,1	-31,9
141,5	1070,0	1031,4	-38,6	1145,2	75,2	1173,9	103,9
149,5	1225,0	1217,4	-7,6	1328,1	103,1	1433,0	208,0
156,5	1770,0	1407,5	-362,5	1499,8	-270,2	1693,2	-76,8

A)

Ages en Ma	Ep. Observ.	Polynôme de degré 3		c + bx - ax2		c - bx + ax2	
		Ep. Calc.	Différences	Ep. Calc.	Différences	Ep. Calc.	Différences
0,0	0,0	39,5	39,5	39,5	39,5	39,5	39,5
10,0	100,0	88,7	-11,3	87,7	-12,3	-8,8	-108,8
20,0	115,5	118,4	2,9	110,4	-5,1	-31,5	-147,0
35,5	128,5	139,7	11,2	94,9	-33,6	-16,0	-144,5
49,5	140,0	149,4	9,4	28,1	-111,9	50,8	-89,2
56,5	150,0	156,3	6,3	-24,1	-174,1	103,0	-47,0
67,5	169,0	176,0	7,0	-131,5	-300,5	210,4	41,4
72,5	175,0	190,5	15,5	-190,6	-365,6	269,5	94,5
74,3	189,0	196,8	7,8	-213,4	-402,4	292,3	103,3
80,2	216,0	221,8	5,8	-294,1	-510,1	373,0	157,0
84,0	254,0	242,0	-12,0	-350,7	-604,7	429,6	175,6
118,0	633,0	620,8	-12,2	-1022,2	-1655,2	1101,1	468,1
126,0	736,0	777,2	41,2	-1223,2	-1959,2	1302,1	566,1
131,5	935,0	903,1	-31,9	-1370,9	-2305,9	1449,8	514,8
141,5	1070,0	1173,9	103,9	-1659,2	-2729,2	1738,2	668,2
149,5	1225,0	1433,0	208,0	-1908,4	-3133,4	1987,3	762,3
156,5	1770,0	1693,2	-76,8	-2139,8	-3909,8	2218,7	448,7

B)

Fig. 15 : Tableau comparatif des résultats obtenus; A) par 3 lois d'interpolations et B) pour diverses combinaisons des coefficients du polynôme de degré 3.



lequel on doit différencier les courbes des secteurs ouest et est. Ces deux courbes ne sont en effet confondues que jusqu'à environ 40 Ma. Au delà, l'écart augmente progressivement avec l'âge de la croûte pour atteindre environ 1200 m à 120 Ma, c'est à dire en pied de marge sur la croûte océanique la plus vieille dans l'Atlantique sud.

b4. Comparaison des valeurs observées et calculées

Si l'on compare les valeurs réelles, que nous avons observées le long des différents isochrones, et les valeurs calculées par les équations respectives de chaque secteur (Fig. 17), on remarque que les écarts sont d'une manière générale peu importants voire insignifiants. Il existe toutefois des différences plus nettes, tant en épaisseur de sédiments déposés qu'en pourcentages d'écarts entre les valeurs observées et calculées. Cependant:

. Les différences représentant des écarts supérieurs à 20% (20% constituera, de manière arbitraire, le seuil de validité des données), n'excèdent jamais 110m.

. Inversement, la différence maximale relevée -246 m (Fig. 17, secteur sud-est), ne représente que 17,8% de la valeur observée et se situe donc en dessous du seuil des 20% que nous nous sommes fixé.

b5. Calcul d'erreur

Il est indispensable d'estimer l'erreur potentielle maximale associée à chaque valeur calculée.

La moyenne (m) des différences entre les valeurs calculées et les valeurs observées (voir la figure 17) est :  $m = -1,6 \text{ m}$

L'écart type associé ( $\sigma$ ) est de :  $\sigma = 78,1 \text{ m}$

Par conséquent, 95 % des valeurs, soit  $2\sigma$ , sont compris entre :

$$X - (m - 2\sigma) \text{ et } X + (m + 2\sigma)$$

soit entre  $X - (-1,6 - 156,2)$  et  $X + (-1,6 + 156,2)$

c'est à dire  $X - 157,8$  et  $X + 154,6$  où X représente la valeur calculée.

Pour simplifier nous prendrons :  $X \pm 150 \text{ m}$

b6. L'origine des sédiments

On pourrait être tenté d'appliquer la courbe obtenue pour l'Atlantique sud-ouest par exemple, à un bassin océanique de 160 Ma. La figure 18 montre une extrapolation des deux courbes de l'Atlantique sud à 160 Ma (âge maximum pris en considération dans les secteurs téthysiens analysés) comparée aux courbes réelles à 160 Ma pour l'Atlantique nord. On constate une épaisseur des sédiments voisine de 8000 m pour le secteur sud-ouest. La

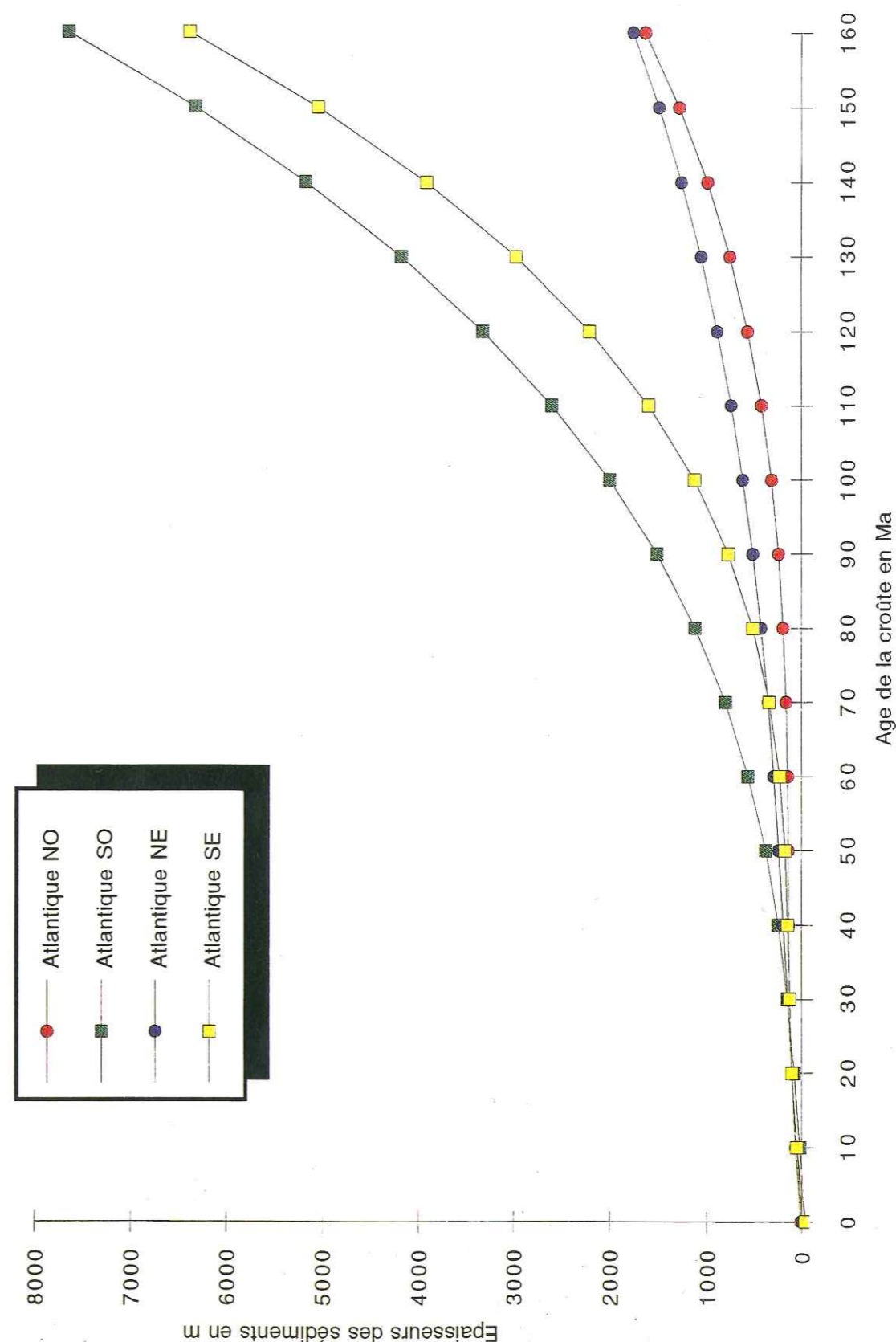


Fig. 16 : Comparaison des quatre courbes exprimant les épaisseurs calculées des sédiments en fonction de l'âge de la croûte océanique.



Anomalie	Âges (en Ma)	Ep. (en m) Observées	Ep. (en m) Calculées	Différence (en m)	%	Anomalie	Âges (en Ma)	Ep. (en m) Observées	Ep. (en m) Calculées	Différence (en m)	%
Actuel	0,0	0	15	-15	** **	Actuel	0,0	0	-3	3	** **
A5	10,0	100	74	26	26,00	A5	10,0	28	55	-27	-96,43
A6	20,0	116	111	5	4,31	A6	20,0	93	105	-12	-12,90
A13	35,5	129	139	-10	-7,75	A13	35,5	253	177	76	30,04
A21	49,5	140	150	-10	-7,14	A21	49,5	267	244	23	8,61
A24	56,5	150	157	-7	-4,67	A30	67,5	305	345	-40	-13,11
A30	67,5	169	175	-6	-3,55	A34	84,0	363	459	-106	-29,20
A32	72,5	175	189	-14	-8,00	M0	118,0	965	874	91	9,43
A33y	74,3	189	194	-5	-2,65	M4	126,0	1082	1009	73	6,75
A33o	80,2	216	218	-2	-0,93	M10	131,5	1088	1112	-24	-2,21
A34	84,0	254	237	17	6,69	M21	149,5	1295	1517	-222	-17,14
M0	118,0	833	600	33	5,21	M25	156,5	1815	1705	110	6,06
M4	126,0	736	753	-17	-2,31						
M10	131,5	935	876	59	6,31						
M16	141,5	1070	1143	-73	-6,82						
M21	149,5	1225	1399	-174	-14,20						
M25	156,5	1770	1657	113	6,38						

**Nord-est**

Anomalie	Âges (en Ma)	Ep. (en m) Observées	Ep. (en m) Calculées	Différence (en m)	%	Anomalie	Âges (en Ma)	Ep. (en m) Observées	Ep. (en m) Calculées	Différence (en m)	%
Actuel	0,0	0	-34	34	** **	Actuel	0,0	0	-35	35	** **
A5	10,0	0	25	-25	** **	A5	10,0	32	54	-22	-68,75
A6	20,0	17	84	-67	-394,12	A6	20,0	55	99	-44	-80,00
A13	35,5	280	208	72	25,71	A13	35,5	132	123	9	6,82
A24	56,5	500	513	-13	-2,60	A20	48,0	144	135	9	6,25
A27	61,8	600	627	-27	-4,50	A33	80,2	390	376	14	3,59
A31	70,0	814	842	-28	-3,44	A34	84,0	494	442	52	10,53
A33	74,3	1129	974	155	13,73	M0	118,0	1385	1631	-246	-17,76
A34	84,0	1218	1331	-113	-9,28	M2	122,0	2028	1859	169	8,33
M0	118,0	3375	3364	11	0,33	M4	126,0	2160	2109	51	2,36

**Nord-ouest**

**Sud-ouest**

**Sud-est**

Fig. 17 : Tableau comparatif des valeurs observées et calculées pour les quatre secteurs de l'Atlantique.

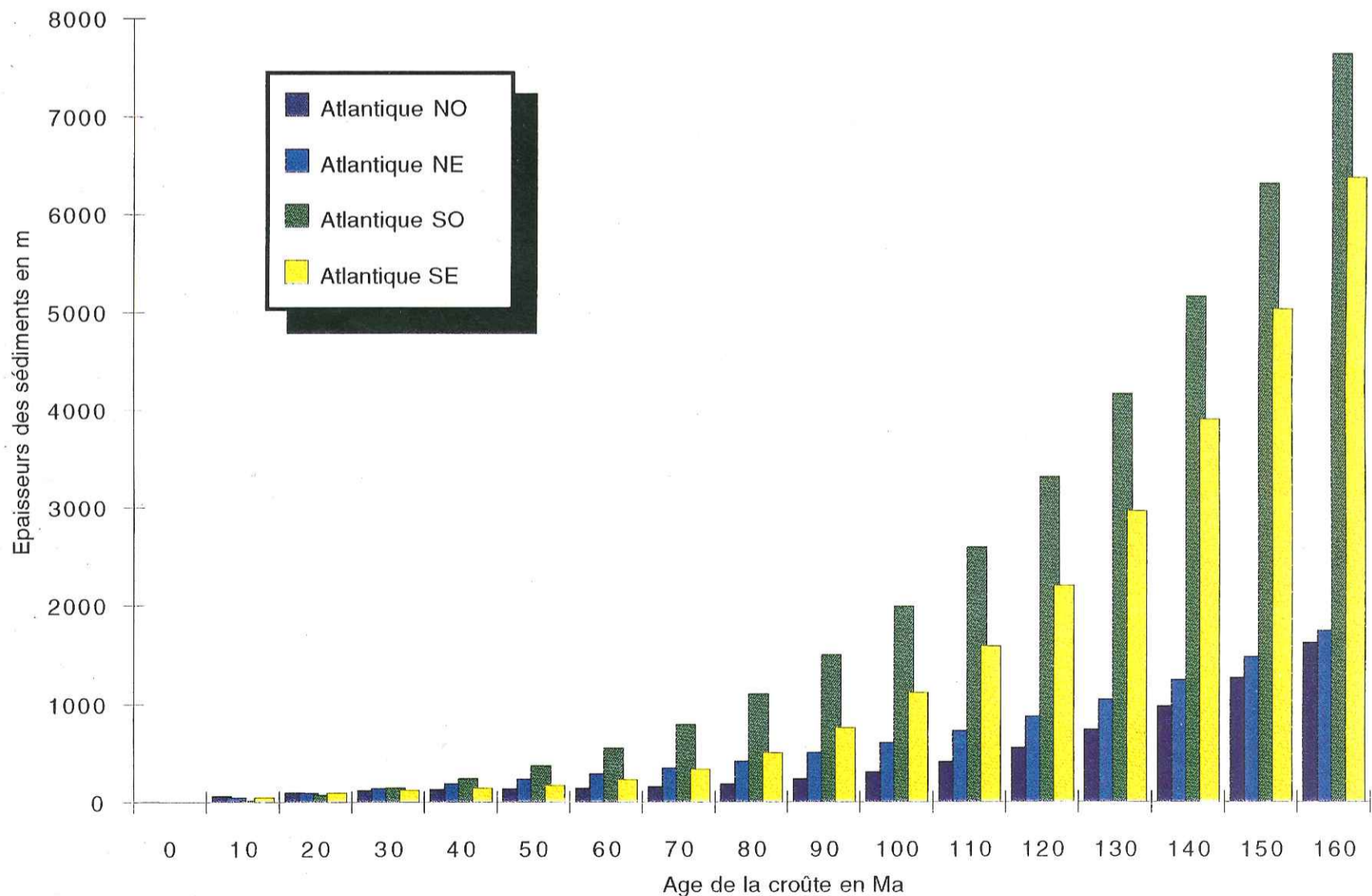


Fig. 18 : Comparaison des épaisseurs sédimentaires calculées pour les quatre secteurs de l'Atlantique. Pour le comparatif, les courbes pour les secteurs sud-ouest et sud-est ont été extrapolées à 160 Ma.



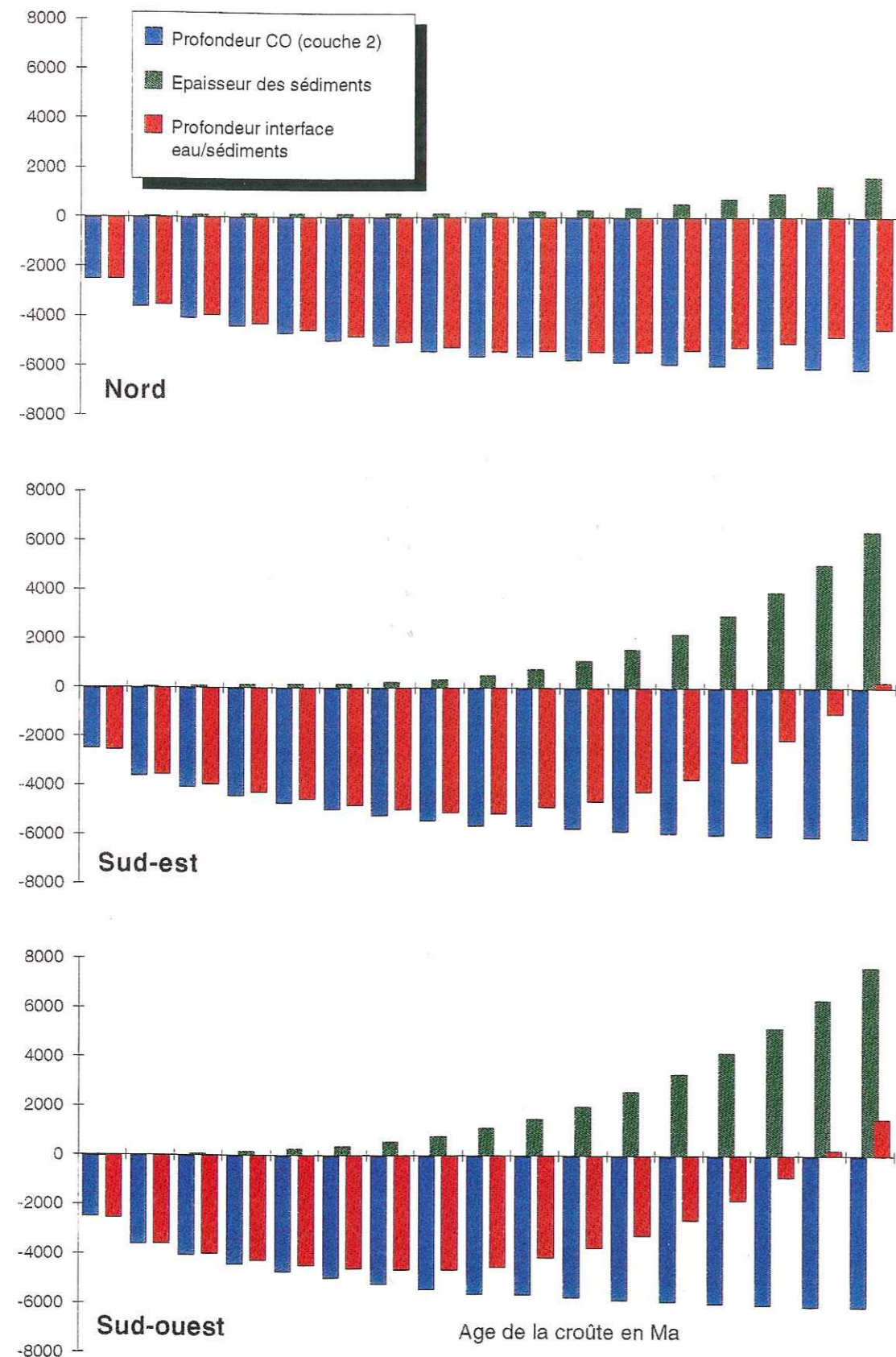


Fig. 19 : L'extrapolation à 160 Ma des secteurs sud met en évidence l'"effet de bordure".

bathymétrie deviendrait une hypsométrie (Fig. 19) pour les secteurs de l'Atlantique sud !. Ceci nous conduit à deux considérations:

. Ces courbes sont calculées pour l'âge maximum de la croûte ayant servi à leur construction (160 Ma pour l'Atlantique nord et 120 Ma pour le sud).

. Il ne faut pas utiliser ces courbes brutes et les appliquer à des bassins océaniques d'âges différents.

La proximité du continent crée un "effet de bordure", sensible quel que soit l'âge du bassin, qui traduit un apport massif de sédiments. L'effet de bordure rend compte du phénomène de progradation.

Pour tenir compte de cet "effet de bordure", il importe de distinguer les différents types d'apports: pélagiques, détritiques, bioclastiques et volcaniques.

(a) Les dépôts **pélagiques** proviennent du matériel flottant à la surface de l'océan. La production du matériel détritique fin et planctonique varie au cours des temps géologiques (Thiede *et al.*, 1980, Thiede et Ehrmann, 1986). La productivité planctonique pendant le Jurassique et le Crétacé moyen fut très importante. Toutefois, nous considérerons ici que les sédiments pélagiques seuls sont linéairement proportionnels au temps, hormis dans les zones d'upwelling qui, à cette échelle de travail, n'ont pas été prises en considération. En effet, il semble que jusqu'au Crétacé moyen au moins, ces dépôts étaient relativement uniformes sur l'ensemble de l'océan téthysien (Thiede et Ehrmann, 1986).

(b) Les apports **terrigènes** sont essentiellement associés aux apports fluviaux et rendent compte de la proximité du continent et de l'alimentation en matériel détritique ("effet de bordure").

(c) Etant donnée la relative grosseur des bioclastes par rapport au matériel pélagique, les apports **bioclastiques** seront associés aux sédiments détritiques. Par ailleurs, la quantité de sédiments bioclastiques, en mètres déposés sur les fonds océaniques, est faible et de surcroît, difficile à quantifier.

(d) Les apports **volcaniques** sont directement liés à la dynamique endogène et reflètent trois types possibles de volcanismes:

1. L'activité au droit des zones d'expansion.
2. L'activité au droit des zones de subduction.
3. L'activité intraplaque, attribuée à l'effet des points chauds et des mouvements cellulaires ascendants dans le manteau.

Il est admis que le volcanisme intraplaque et le volcanisme associé aux zones d'accrétion entrent pour une faible contribution dans la masse globale des sédiments volcaniques (Wold



et Hay, 1990). La masse essentielle (environ 80 %) provient du volcanisme associé aux zones de subduction.

Les apports volcaniques ont donc une grande importance ponctuelle, localisée au large des zones actives (arcs insulaires, zones de subduction).

Pour le reste des domaines de sédimentation, des études ont montré que l'influence du volcanisme est minime (Hay *et al.*, 1988) :

Total des sédiments déposés sur les fonds océaniques :	262 .10 <sup>21</sup> g
Total des sédiments pélagiques :	140 .10 <sup>21</sup> g
Total des sédiments détritiques :	
Terrigènes	116 .10 <sup>21</sup> g
Volcaniques	6 .10 <sup>21</sup> g

La fraction volcanique représente donc : 4,9 % des sédiments détritiques et 2,3 % du total des sédiments déposés. De plus, ces dépôts sont localisés au droit des zones actives. Leur influence sur les épaisseurs de sédiments déposés sur l'ensemble des fonds océaniques est donc très faible.

Dans ce travail, les arcs insulaires ne seront pas modélisés, ni au point de vue bathymétrique, ni au point de vue épaisseurs sédimentaires. Ils pourront être vus ponctuellement, à leur échelle et de manière différente pour chaque site.

De plus, nous considérerons ici que la grande majorité des sédiments volcaniques sont absorbés dans les fosses de subduction. Sur la masse totale des sédiments, le fait de négliger globalement l'influence des sédiments volcaniques n'est pas aberrant.

Nous entendrons donc pour la suite de ce travail que le terme **pélagique** comprendra le matériel flotté, d'origine organique (planctonique) et d'origine détritique fin déposé sur les fonds océaniques. De même, le terme **détritique** s'adressera à l'ensemble des sédiments non flottés d'origine continentale et insulaire arrivant sur le fond des océans par transport (courants de fond, pente naturelle du plateau continental), aux sédiments marins resédimentés (ex: sédiments hémipélagiques, Berger, 1974) et au matériel d'origine bioclastique.

### 5c. Proposition d'interprétation des données

Comme nous l'avons vu précédemment (Fig. 16), l'Atlantique nord (parties est et ouest) se caractérise par des épaisseurs maximales de sédiments au dessus de la croûte océanique d'environ 1800 m alors qu'elles atteignent 2200 m et 3400 m respectivement pour les secteurs sud-est et sud-ouest, tout en sachant que l'Atlantique sud est environ 40 Ma plus

jeune que l'Atlantique nord. Si l'on compare nos résultats avec la carte annuelle des apports dans les océans occasionnés par les principaux fleuves actuels (Milliman et Meade 1983 - Fig. 20), on remarque que:

1. Les apports dans l'Atlantique nord sont faibles (17 Mt/an pour le Saint-Laurent et 110 Mt/an pour le Sefrou, côté africain. Il existe bien sûr des apports plus importants en provenance des fleuves mexicains et du Mississippi, mais ces sédiments sont piégés dans le Golfe du Mexique, profond et fermé.

2. Les apports liés aux fleuves de l'Amérique du sud (Orénoque, Amazone) sont considérablement plus importants; 1520 Mt/an au total (l'Amazone étant évidemment le drain le plus important).

3. En ce qui concerne le secteur est de l'Atlantique sud, un problème se pose. En effet, le total des sédiments apportés par les fleuves africains dans l'Atlantique sud est de 130 Mt/an, soit sensiblement la même quantité que pour l'Atlantique nord. Il s'agit ici de deux cas de drainage de très vieux reliefs, mais sur de très vastes bassins de réception.

Il faut donc prendre en considération les phénomènes géologiques survenus sur le continent. L'Afrique est un vieux craton pénéplané, sauf dans la région est (grand rift), mais là, les sédiments érodés sont drainés principalement par les fleuves de l'est et par le Nil. Même si actuellement les conditions pluviométriques sont favorables à une forte altération (climat équatorial à tropical), les apports sont faibles.

Pour mettre en relation la courbe calculée pour l'Atlantique sud secteur est, et le débit solide des fleuves, il faut donc considérer l'histoire du craton africain. Celui-ci a connu des bombements importants à certaines époques géologiques, notamment au niveau de la Bénoué. En situation tropicale à équatoriale, ces reliefs plus élevés sont à l'origine d'apports sédimentaires importants. Mais ces bombements connus sur le craton africain ne sont pas à la mesure des reliefs andins à l'origine des apports considérables vers l'Atlantique par l'Amazone notamment depuis le Miocène, il nous faut différencier les secteurs est et ouest de l'Atlantique sud qui se distinguent sur les courbes âge/épaisseurs des sédiments pour ces deux secteurs (Fig. 16).

En conclusion, pour la suite de ce travail, on attribuera aux fleuves existants au Trias et au Jurassique les débits solides de fleuves actuels en situations semblables (paléolatitudes, existence ou non de reliefs élevés, piégeage...).

### 5d. Les marges actives (hors arcs insulaires)

Si les marges de la Téthys Atlantique sont restées stables tout au long de leur histoire, il n'en est pas de même pour la Téthys centrale qui présente une marge stable sur sa bordure



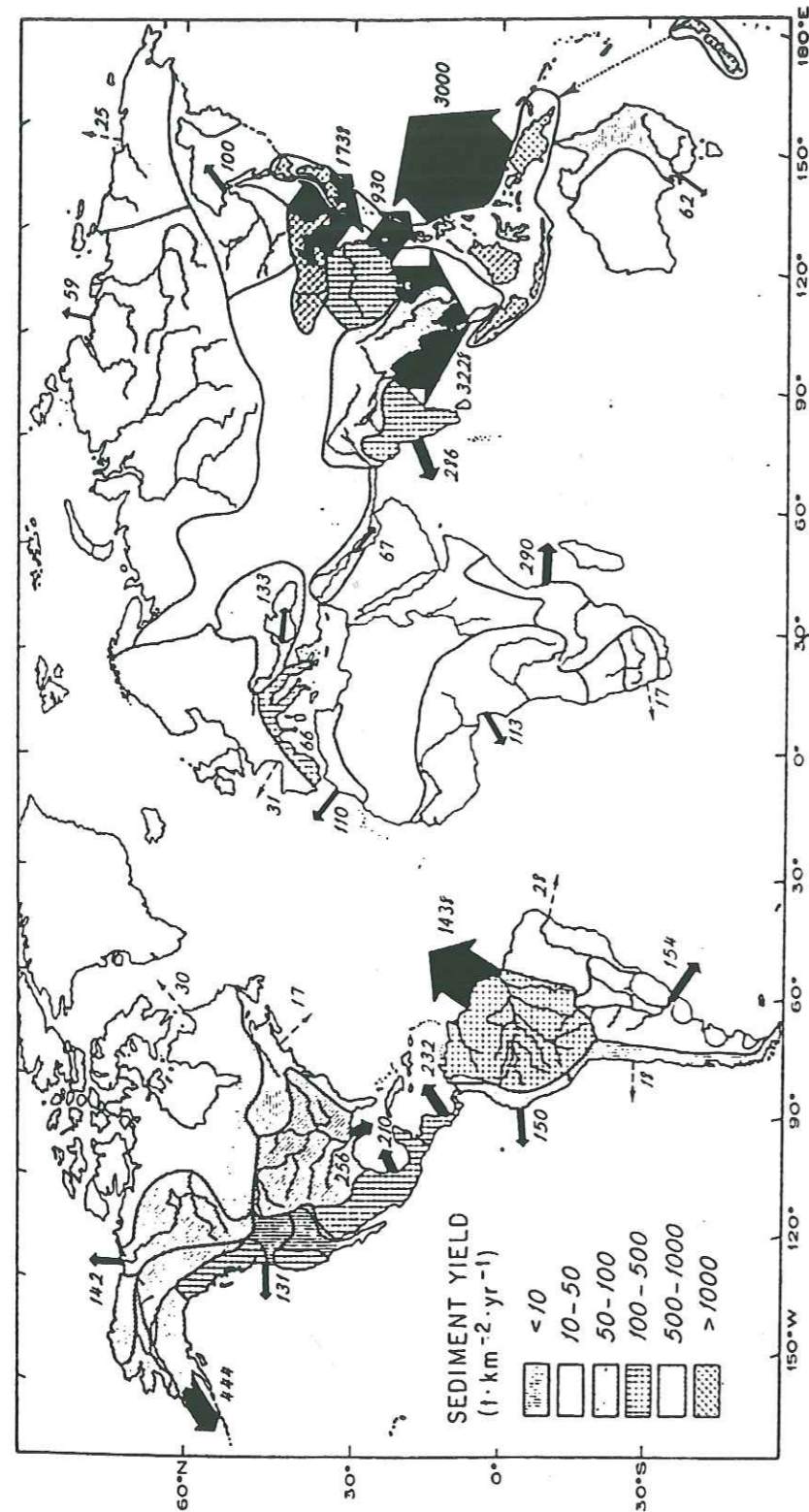


Fig. 20 : Apports annuels des sédiments en suspension par les principaux fleuves du monde. La largeur des flèches correspond aux apports relatifs. Les nombres représentent l'apport annuel en millions de tonnes. La direction des flèches n'indique pas la direction du mouvement des sédiments (d'après Milliman et Meade, 1983).

méridionale (marge arabe) et une marge active sur sa bordure septentrionale. Cette zone en subduction fait glisser la croûte océanique de la Téthys centrale sous le continent eurasiatique. La subduction se suit du seuil méditerranéen à l'ouest à la Panthalassa à l'est et est responsable de la genèse de systèmes volcaniques comme celui existant au sud de l'Iran central ou bien dans le sud-est asiatique.

Il existe deux grandes catégories de marges actives: 1) les marges actives sans prisme d'accrétion sédimentaire et 2) les marges actives avec prisme d'accrétion (arcs insulaires). Si la morphologie des deux catégories de marges actives est notablement différente, l'épaisseur des sédiments déposés sur la croûte océanique elle-même, peut être évaluée de manière analogue. Seule la transition entre la fosse océanique et les parties émergées présentent des différences importantes. De plus, la morphologie sera différente pour deux arcs insulaires puisqu'elle dépend notamment de l'inclinaison du plan de Bénioff.

Dans ces deux cas, on ne fait intervenir que l'épaisseur de la fraction pélagique puisque la quasi-totalité des sédiments détritiques est piégée dans la fosse océanique. Par conséquent, la paléobathymétrie sera la résultante de la subsidence thermique et des apports pélagiques seuls.

#### 5e. Définition des grands types de lois exprimant l'épaisseur des sédiments sur la croûte océanique

Des quatre courbes d'épaisseur des sédiments en fonction de l'âge de la croûte océanique sur laquelle ils se déposent (Fig. 16), se déduisent trois types principaux d'apports sédimentaires, en étroite relation avec des apports comparables à ceux des principaux fleuves actuels. Nous pouvons donc définir ces trois types de remplissage océanique intraplaque (c'est à dire avec un océan bordé d'une marge passive), et le type correspondant à la marge active, de la façon suivante:

##### (1) Type I: (Type "Atlantique nord")

- . Bassin d'alimentation faible et/ou faible drainage et/ou
- . Continent déjà aplani ou
- . Bassin d'alimentation et/ou drainage importants mais piégeage intracontinental des sédiments ou dans des bassins isolés (Ex: Le Mississippi).

##### (2) Type II: (Type "Atlantique sud-ouest")

- . Apports clastiques très importants (Ex: L'Amazone) et/ou
- . Fort drainage, bassin d'alimentation de très grande surface et incluant des reliefs élevés



**(3) Type III: (Type "Atlantique sud-est")**

.Fort drainage mais reliefs peu importants dans le bassin d'alimentation (Ex: Le Niger)  
et  
.Bombements cratoniques épisodiques traduits par l'arrivée plus massives de clastes sur la marge.

**(4) Type IV: (Type "Marges actives")**

.Apports constitués uniquement de la fraction pélagique  
.Quel que soit le drainage et le bassin d'alimentation, la fosse océanique piège tous les apports d'origine continentale (Ex: la fosse andine).

**5f. Méthode de calcul des épaisseurs sur un profil Dorsale/Marge**

Nous avons traduit l'accumulation de sédiments sur la croûte océanique pour quatre types de relations illustrées par les courbes de la figure 16. Il est nécessaire de faire la part entre sédiments d'origine détritique et d'origine pélagique pour pouvoir intégrer de l'effet de bordure.

En effet, la part des sédiments détritiques diminue lorsque l'on s'éloigne du continent les particules les plus fines, flottées, sont reprises par les divers courants (dont les courants de contour et les courants de turbidité) et étalés sur l'ensemble de la marge loin du lieu d'apport. Les plus fines encore se sédimentent sur la plaine abyssale (Heezen *et al.*, 1959), là où le taux d'accumulation est très faible et varie peu dans l'ensemble des bassins abyssaux de l'océan mondial. On peut considérer que la limite d'extension vers le bassin de la fraction détritique est proche du point d'inflexion existant sur le profil du bassin océanique considéré, c'est à dire au niveau de la plaine abyssale, quand la pente s'inverse. Ce point, dans les différents domaines de l'océan Atlantique étudié est proche de la demi-distance dorsale/marge.

**f1. Les sédiments pélagiques**

Nous avons considéré que l'épaisseur des sédiments pélagiques est linéairement proportionnelle au temps. Les courbes de la figure 16 permettent d'estimer graphiquement l'âge maximal de la croûte pour lequel nous n'avons que des sédiments pélagiques (Fig. 21).

On obtient :

- . Pour l'Atlantique nord: 80 Ma
- . Pour l'Atlantique sud : 60 Ma

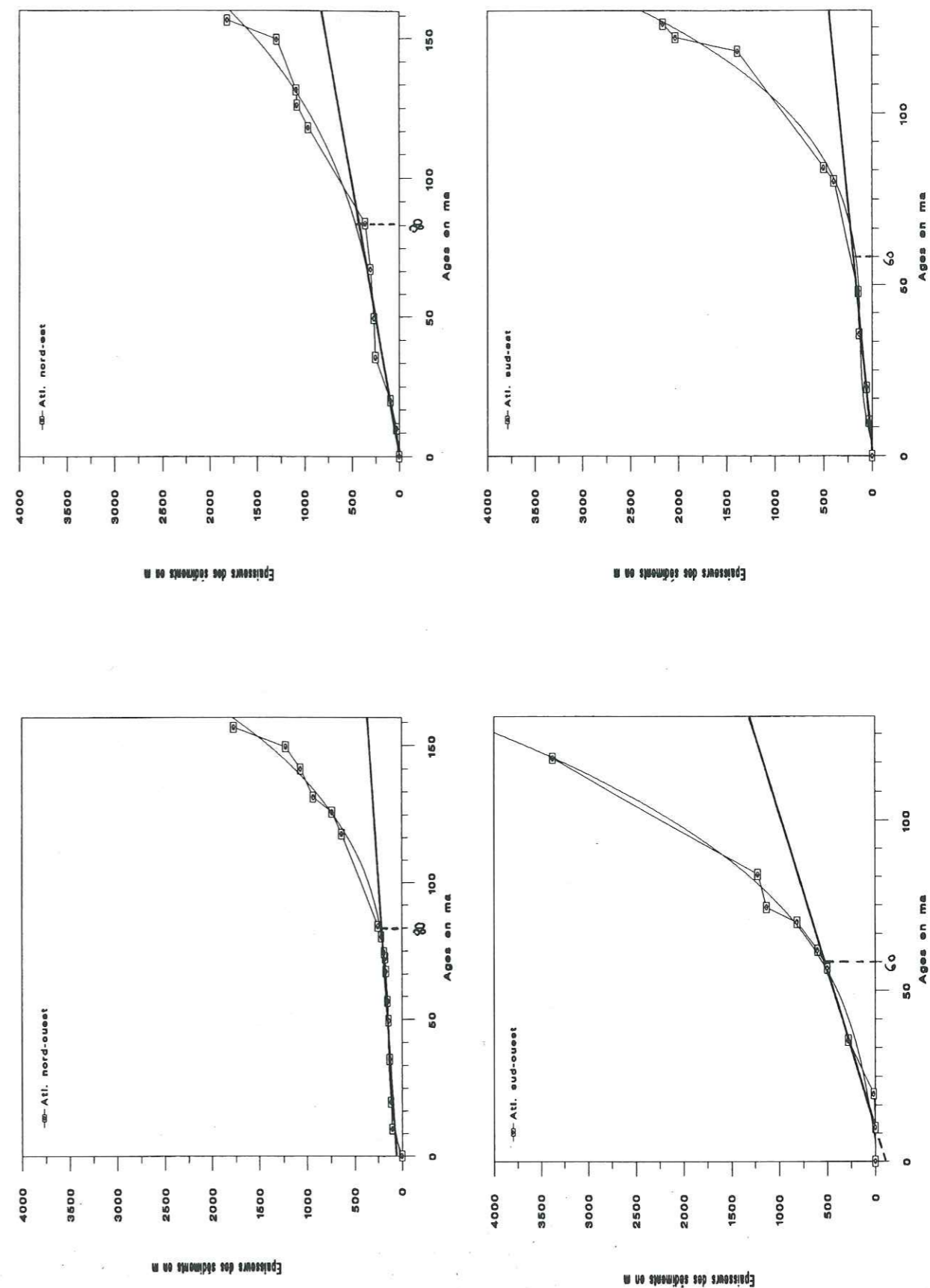


Fig. 21 : Détermination de l'âge maximal de la croûte océanique pour lequel les dépôts sont essentiellement d'origine pélagique.



Nous constatons que pour chaque secteur étudié dans l'Atlantique, l'âge maximal des dépôts exclusivement pélagiques se situe à la moitié de l'histoire du bassin. Pour la croûte plus ancienne, les sédiments sont pélagiques et détritiques.

Nous définirons donc ce point AGE/2 comme un point clé dans nos reconstitutions: il correspondra au début du prisme constitué par les sédiments d'origine détritique.

Il faut donc distinguer les apports d'origines détritique et pélagique. Nous ne distinguerons plus, désormais, la courbe établie pour le secteur est de l'Atlantique nord puisque nous avons vu qu'elle est très proche de la courbe du secteur ouest: le type **Atlantique nord** sera donc unique et appelé comme tel.

Il est nécessaire dans un premier temps, de déterminer la loi d'épaisseur des sédiments pélagiques accumulés en fonction de l'âge de la croûte. Comme nous avons vu que les épaisseurs observées jusqu'à la moitié de l'âge du bassin environ, sont exclusivement constituées par des sédiments pélagiques, nous utiliserons pour calcul, les valeurs des tableaux de la figure 22. Ces valeurs nous permettent de calculer les équations des droites (P):

Épaisseurs des sédiments pélagiques = f(AGE) pour chacun des trois secteurs (Fig.23).

On utilise en effet les épaisseurs des sédiments de la figure 12 jusqu'à un âge de la croûte voisin de la moitié de l'âge total du bassin. On obtient ainsi une courbe dont on détermine l'équation.

f2. La courbe de compensation des carbonates (CCD)

La fluctuation du niveau de dissolution entraîne des changements importants dans dépôt des carbonates (Berger, 1976). Cependant, d'autres facteurs directement liés aux courants de fond, tels les phénomènes de redépôt ou d'érosion sous-marine, ont une influence considérable sur la sédimentation et donc sur les épaisseurs des sédiments que nous avons à utiliser. De même, afin d'être complet, les mouvements tectoniques et les reliefs sous-marins devraient être pris en considération (Berger, 1972).

Pour le calcul de l'épaisseur des pélagites, il faudrait donc tenir compte de la profondeur de la CCD. Cependant, au Jurassique terminal, la profondeur de la CCD se situe entre 4000 et 4500 m (Bosellini et Winterer, 1975): cette profondeur est supérieure aux profondeurs estimées pour la Téthys atlantique (3500 à 4000 m au maximum - Voir Paragraphe 6: La bathymétrie). Une correction devrait être envisagée dans le cas de la Téthys centrale, mais, le fait que nous ayons englobé dans le terme "pélagique" la fraction terrigène en suspension minimise l'erreur potentielle. Nous nous situons de plus, à l'intérieur de la fourchette des + ou - 150 m d'erreur. Il est du reste très difficile de faire la part des constituants de la

Anomalie	Ages (en Ma)	Épaisseurs (en m)
Actuel	0,0	0
A5	10,0	100
A6	20,0	116
A13	35,5	129
A21	49,5	140
A24	56,5	150
A30	67,5	169
A32	72,5	175
A33y	74,3	189

**Nord**

Anomalie	Ages (en Ma)	Épaisseurs (en m)
Actuel	0,0	0
A5	10,0	0
A6	20,0	17
A13	35,5	280
A24	56,5	500
A27	61,8	600

**Sud-ouest**

Anomalie	Ages (en Ma)	Épaisseurs (en m)
Actuel	0,0	0
A5	10,0	32
A6	20,0	55
A13	35,5	132
A20	48,0	144

**Sud-est**

Fig. 22 : Épaisseurs des sédiments utilisées pour le calcul de la fraction pélagique (secteurs nord, sud-ouest et sud-est)



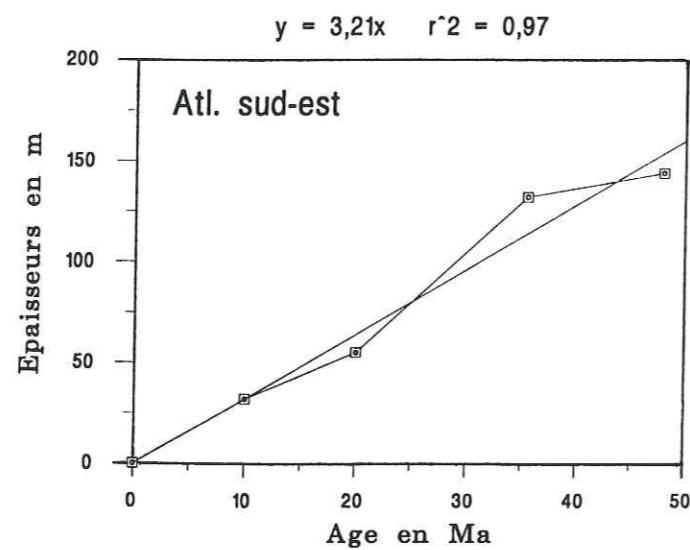
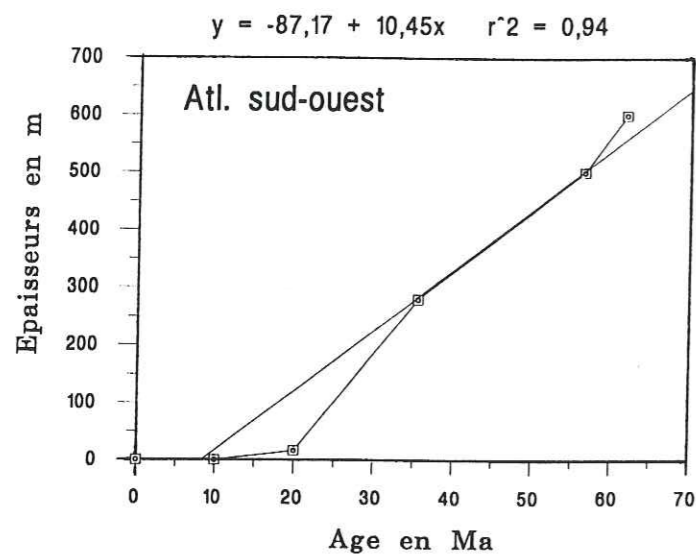
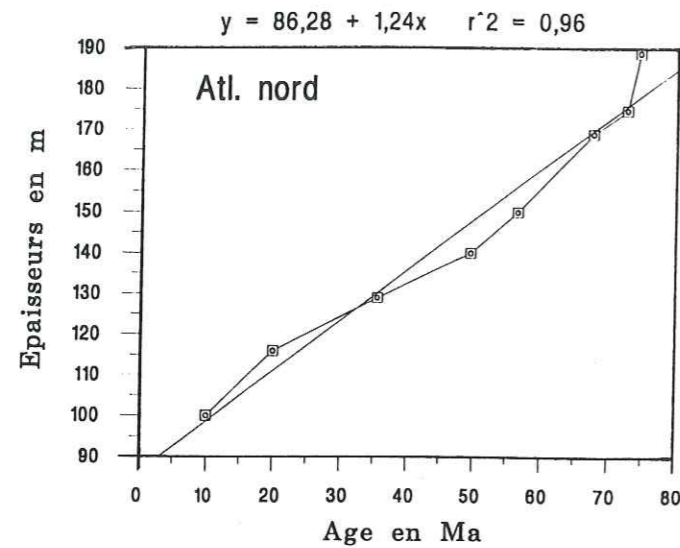


Fig. 23 : Détermination des équations exprimant l'épaisseur des sédiments pélagiques en fonction de l'âge pour les secteurs nord, sud-ouest, sud-est. Les carrés représentent les épaisseurs moyennes observées, la droite représente l'interpolation linéaire de ces valeurs. L'équation de la droite est reportée au dessus de chaque figure.

fraction pélagique tout en sachant qu'elle a varié au cours des temps géologiques de façon significative (Southam et Hay, 1977).

### f3. Les sédiments détritiques

Maintenant que nous connaissons la part des sédiments pélagiques sur l'épaisseur totale, nous pouvons déterminer de manière identique l'épaisseur de la fraction détritique en fonction de l'âge de la croûte qui les supporte. Pour simplifier les calculs et la lisibilité, nous établirons tour à tour:

1. l'épaisseur totale des sédiments (pélagique + terrigène) à partir des équations établies (Fig. 13) pour les secteurs Atlantique nord, Atlantique sud-est et Atlantique sud-ouest.
2. l'épaisseur de la fraction pélagique à partir des équations obtenues précédemment (Fig. 23).
3. la différence (épaisseur totale - épaisseur des pélagites) correspondant au prisme des sédiments détritiques. Nous pouvons ainsi établir l'équation (D): DETRITIQUE = g(AGE), en prenant en compte les épaisseurs des sédiments détritiques ainsi calculées, pour un âge supérieur ou égal au demi-âge du bassin. On détermine une épaisseur de 0 m de sédiments à 0 Ma (et non pas à AGE/2), en translatant l'origine des épaisseurs de AGE/2 à 0 Ma, ce qui nous conduit à une étape intermédiaire d'établissement des épaisseurs des sédiments d'origine terrigènes pour calcul.

La figure 24 récapitule sous forme d'un tableau, les différentes valeurs calculées. Les flèches placées devant certaines valeurs indiquent qu'elles ont été "forcées" pour les besoins du calcul. Cette opération est effectuée pour obtenir une épaisseur de 0 m à 0 Ma. Cependant, comme on peut le voir sur la figure 25, cela n'affecte en rien le calcul de l'équation des courbes obtenues. Par ailleurs, afin de vérifier la validité des résultats malgré cette opération, nous avons effectué le calcul du coefficient de corrélation (au carré:  $R^2$ ): pour les trois courbes, ce coefficient est maximal avec une valeur de 1.

On obtient ainsi de la même manière que pour la fraction pélagique, les équations modélisant l'épaisseur des sédiments détritiques en fonction de l'âge de la croûte océanique (Fig. 25).

### 5g. L'épaisseur des sédiments

Pour la Téthys centrale, l'homologie des apports terrigènes au Mésozoïque est faite entre la marge Arabo-Africaine et l'Atlantique sud actuel, partie est (Type III); celui du Jurassique, le paléofleuve Drumah (Le Nindre et al., 1990) est assimilé au Niger actuel.



Ages (en Ma)	Ep. totales (en m)	Pélagique (en m)	Terrigène (en m)	Terrigène pour calcul
0	0	0	0	0
10	74	99	-25	75
20	111	111	0	147
30	132	123	9	253
40	143	136	7	399
50	151	148	3	592
60	162	161	1	837
70	181	173	8	1142
80	216	185	31	1512
90	273	198	75	
100	357	210	147	
110	476	223	253	
120	634	235	399	
130	839	247	592	
140	1097	260	837	
150	1414	272	1142	
160	1796	284	1512	

**Nord**

Ages (en Ma)	Ep. totales (en m)	Pélagique (en m)	Terrigène (en m)	Terrigène pour calcul
0	0	0	0	0
10	25	17	7	197
20	84	122	-37	425
30	158	226	-69	743
40	257	331	-73	1163
50	396	435	-39	1699
60	587	540	47	2362
70	842	644	197	
80	1174	749	425	
90	1596	853	743	
100	2121	957	1163	
110	2761	1062	1699	
120	3529	1166	2362	

**Sud-ouest**

Ages (en Ma)	Ep. totales (en m)	Pélagique (en m)	Terrigène (en m)	Terrigène pour calcul
0	0	0	0	0
10	54	32	22	22
20	99	64	35	116
30	118	96	22	281
40	126	128	-2	532
50	139	160	-21	885
60	174	192	-19	1357
70	246	224	22	
80	373	257	116	
90	569	289	281	
100	852	321	532	
110	1238	353	885	
120	1742	385	1357	

**Sud-est**

Fig. 24 : Les épaisseurs calculées pour les secteurs nord, sud-ouest et sud-est de l'Atlantique. Les flèches indiquent les valeurs qui ont été forcées à 0 (voir explications dans le texte)

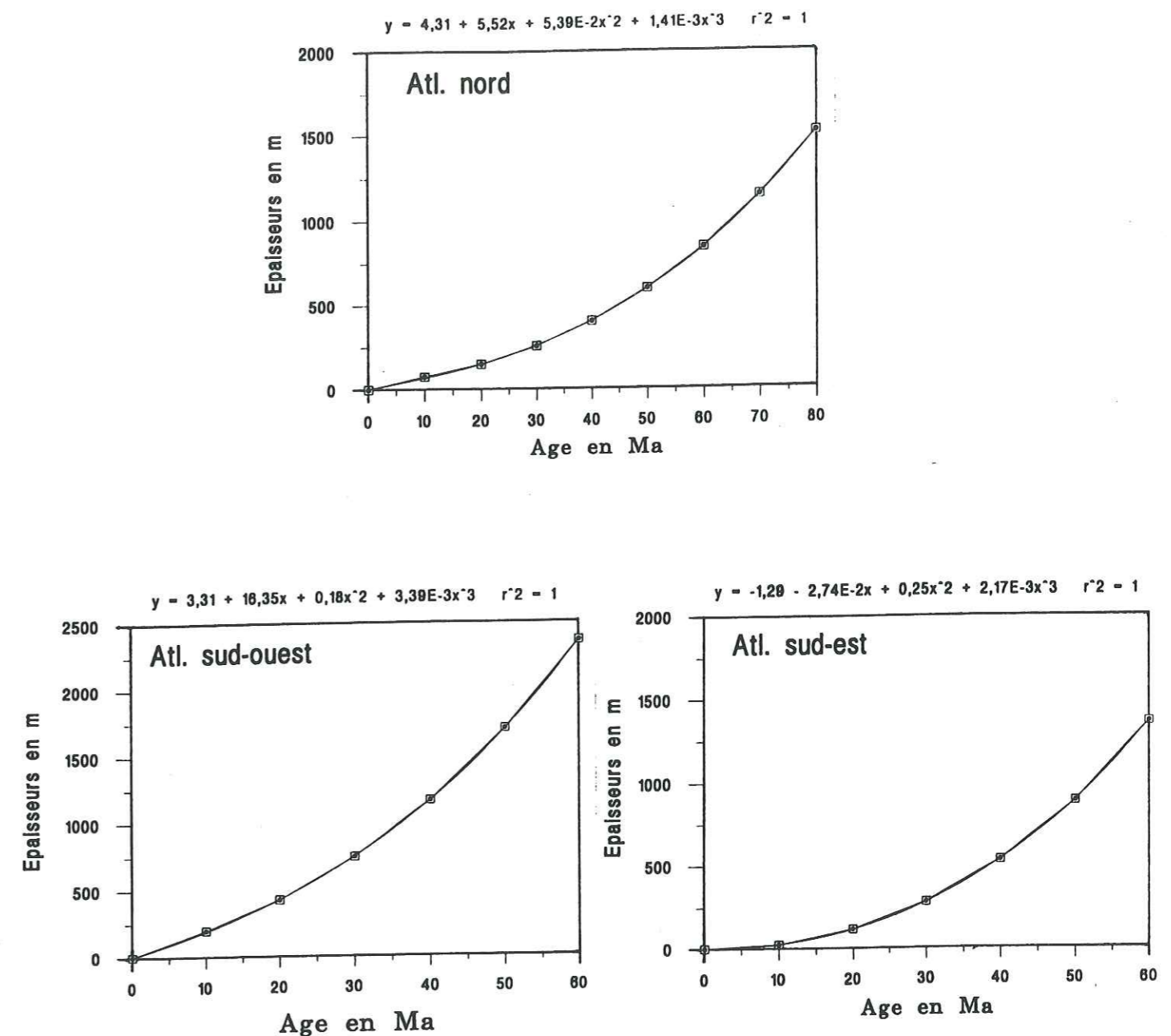


Fig. 25 : Détermination des équations exprimant l'épaisseur des sédiments terrigènes en fonction de l'âge pour les secteurs nord, sud-ouest, sud-est. Les carrés représentent les épaisseurs moyennes observées, la droite représente l'interpolation linéaire de ces valeurs. L'équation de la droite est reportée au dessus de chaque figure.



Le type "marge active" (type IV) sera utilisé pour la marge nord néotéthysienne.  
Pour la Téthys Atlantique, on prendra le Type I (Atlantique Nord) dont les diverses épaisseurs sont connues par l'observation (Tucholke et Mc Coy 1986).

### 6. La Bathymétrie

Nous avons vu précédemment que la bathymétrie pouvait être calculée en ajoutant l'épaisseur des sédiments déposés sur le plancher océanique à sa profondeur.

**Bathymétrie (en m) = Profondeur de la croûte + Epaisseur des sédiments**

Pour un bassin océanique, le long d'un profil Dorsale/Marge, le programme BATHY (voir partie informatique) calcule l'épaisseur des sédiments, la bathymétrie de la croûte et la profondeur de l'interface eau/sédiments tous les 5 Ma. La carte bathymétrique (Fig. 26) est établie par addition de la carte de la profondeur de la croûte (Fig. 9) et des épaisseurs de sédiments calculées.

Notes.....Notes.....Notes.....Notes.....Notes.....Notes.....Notes







## Chapitre 3 : Examen de la méthode

### 1. Problème de la localisation des dorsales dans les domaines océaniques aujourd'hui disparus.

La paléobathymétrie ainsi estimée est étroitement liée à la profondeur de la croûte océanique et donc à la localisation des dorsales. Dans les bassins océaniques aujourd'hui entièrement disparus, les cinématiciens proposent la localisation des dorsales. Dans les reconstitutions paléogéographiques de la Téthys Méditerranée-Moyen Orient (Dercourt *et al.*, 1985), la zone d'expansion était placée en bordure de la marge nord de la Téthys. Dans les reconstitutions actuelles (Fourcade *et al.*, 1991), l'option choisie est de placer la dorsale en bordure de la marge sud. Elle est d'ailleurs encore différente sur la carte de Fourcade *et al.* (1993) en cours d'élaboration. Cela influe directement sur la morphologie du fond océanique (Fig. 26 et 27). Le choix de la position de la zone d'expansion, dont nous sommes tributaires lors des reconstitutions paléobathymétriques, revêt donc une importance majeure (Cottreau, *Géobios sous presse*).

Compte tenu des incertitudes cinématiques, on montrera par la suite qu'à chaque choix cinématique correspond une morphologie et par conséquent une courantologie, facteur important de la sédimentation. Par essais et échecs, on pourra préférer une situation ou une autre en apportant des contraintes.

### 2. Les épaisseurs des sédiments

Les épaisseurs des sédiments reconstruites pour la croûte disparue sont obtenues à partir de la détermination des épaisseurs actuelles dans l'océan Atlantique, dont une partie est compactée. Il s'agit donc d'approximations faites sur des épaisseurs moyennes en supposant des degrés de compaction identiques, ce qui semble raisonnable pour des sédiments déposés à une même latitude, entre des cratons à des stades d'érosion similaires. Le craton nord a été en partie affecté par l'orogénèse cimmérienne, mais l'essentiel de son matériel est piégé dans les plans de subduction et les prismes d'accrétion. Les compactions sont déterminées à l'occasion de forages océaniques. Les différents types d'accumulation sédimentaire retenus sont basés à partir des débits de grands fleuves actuels, qui ne sont pas directement transposables au passé; une réflexion géologique sur le relief, le climat (le globe terrestre vit actuellement une période glaciaire admettant plusieurs phases, alors que le Jurassique était dépourvu de glace) est nécessaire mais la paléohydrologie continentale ne permet pas encore d'apporter les



informations adéquates.

Les résultats que nous proposons sont donc tout à fait préliminaires.

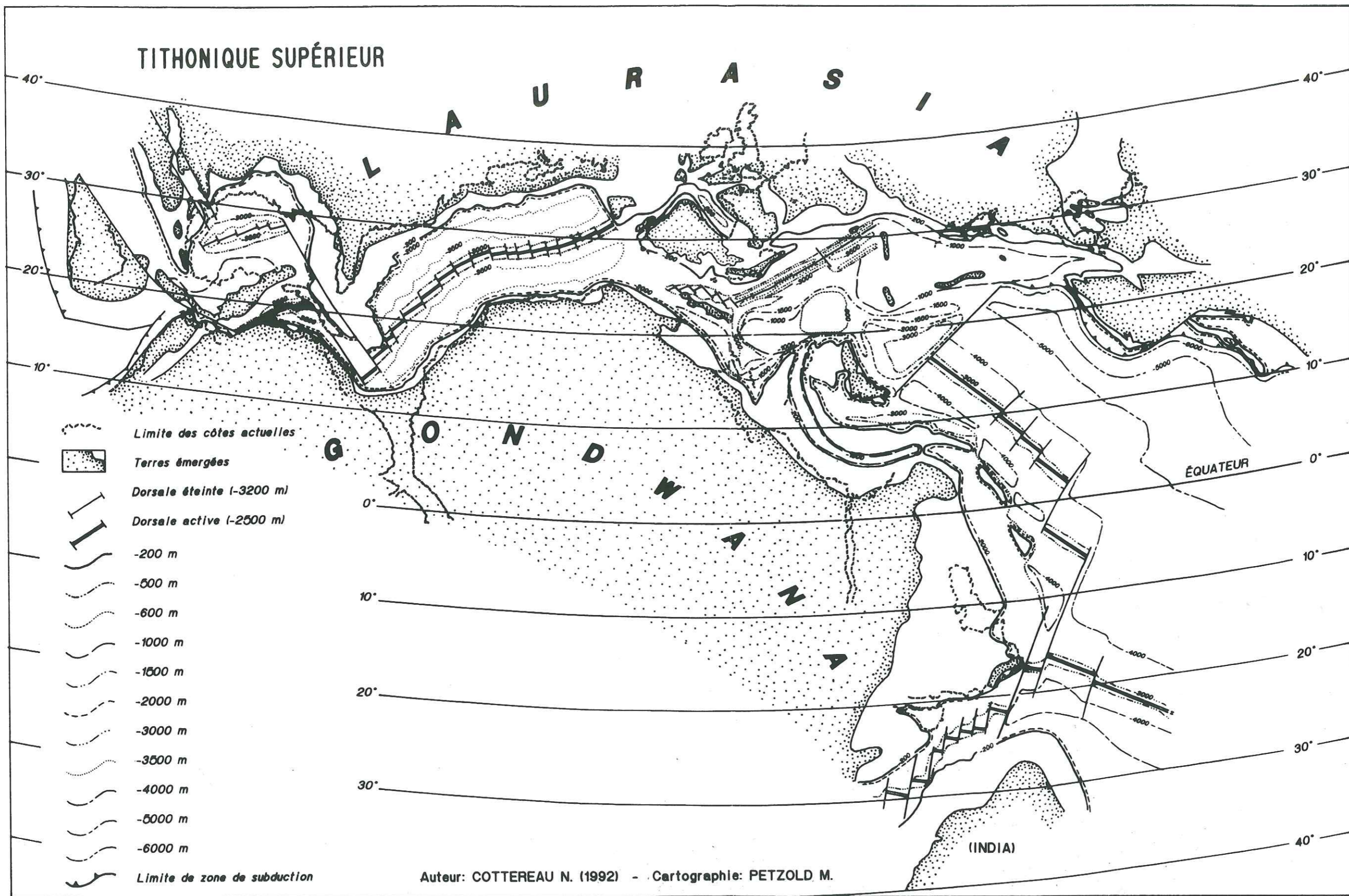
### 3. Conclusion

















Il s'agit dans ce travail, d'une proposition de la paléobathymétrie de la Téthys au Tithonique supérieur établie à partir des cartes paléoenvironnementales du Jurassique (Toarcien, Callovien, Kimméridgien et Tithonique) du Groupement Scientifique Téthys.

Fig. 26 : Carte bathymétrique de la Téthys au Tithonique supérieur



# TITHONIQUE SUPÉRIEUR



-  Limite des côtes actuelles
-  Terres émergées
-  Dorsale éteinte (-3200 m)
-  Dorsale active (-2500 m)
-  -200 m
-  -500 m
-  -600 m
-  -1000 m
-  -1500 m
-  -2000 m
-  -3000 m
-  -3500 m
-  -4000 m
-  -5000 m
-  -6000 m
-  Limite de zone de subduction

Auteur: COTTEREAU N. (1992) - Cartographie: PETZOLD M.





Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: plaloue@unif-grenoble.fr

Fig. 27 : Paléobathymétrie de la Néotéthys occidentale à la limite Jurassique/Crétacé sur le fond paléogéographique des cartes de Dercourt et al. (1985). La zone d'expansion se trouve à proximité de la marge nord (Cottreau, sous-presse)



# Chapitre 4 : La paléobathymétrie de la Téthys au Tithonique



## Chapitre 4 : La paléobathymétrie de la Téthys au Tithonique supérieur

### 1. Les grands traits

La Téthys au Tithonique supérieur se présente sous forme d'une bande océanique étroite, assez profonde, courant de la Panthalassa à l'ouest à la Téthys orientale à l'est, entre deux grandes masses continentales, le Gondwana au sud et la Laurasia au nord. Dans sa partie orientale, le domaine océanique s'ouvre largement, en sphénochasse, et rejoint dans sa partie orientale la Panthalassa. La carte bathymétrique (Fig. 26) met déjà en évidence des zones moins profondes (500 à 1500 m) appelées "seuils" (Caraïbes, Méditerranée) (Derccourt *et al.*, 1990, Cottreau *et al.*, 1991), entrecoupant la Téthys et individualisant le golfe du Mexique, la Téthys atlantique et la Téthys centrale. Le seuil méditerranéen est très complexe et entaillé de zones océaniques étroites non coalescentes entre elles. Une seule, très anguleuse, passe de la Téthys centrale à la Téthys atlantique et est constituée de plusieurs sillons élémentaires (vardarien, transylvain, ligure, maghrébin). La bathymétrie du seuil méditerranéen a été reconstituée par les méthodes traditionnelles d'études des distributions de faunes (Fourcade, communication orale, Cecca, communication orale). Elle rend compte de la grande diversité des profondeurs (de 2000 à 50 m). Les plates-formes carbonatées sont estimées à une profondeur de 50 à 100 m environ. La complexité et la morphologie en goulet d'étranglement du seuil méditerranéen en font une zone particulière affectant la courantologie telle qu'elle s'inscrit dans les sédiments et les concentrations de substances à valeur économique.

### 2. Représentation en 3 Dimensions

Un modèle bathymétrique en trois dimensions rend mieux compte des variations importantes de la bathymétrie, entre les zones océaniques profondes et les seuils.

#### 2a. La méthode

Ce type de représentation nécessite des calculs très importants, et utilise très largement l'outil informatique, qu'il s'agisse de programmes développés pour ce travail ou existant sur le marché.

Le modèle bathymétrique en carte (2 dimensions) réalisé (Fig. 26) est transformé en trois dimensions et dans un format lisible par des logiciels de modélisation de surface en trois



dimensions (Surfer pour PC).

### 2b. Les résultats

Les seuils caraïbes et méditerranéen sont clairement soulignés car la représentation en 3 dimensions permet la visualisation des variations de profondeurs.

#### b1. La Téthys centrale (Fig. 28)

Ce domaine océanique très profond (jusqu'à 5500 m et 6000 en bordure de la marge nord téthysienne) vient buter à l'ouest sur le seuil méditerranéen (500 à 1000 m en moyenne) par un escarpement de près de 5000 m de dénivelé hormis au débouché du sillon vardarien en communication difficile avec la Téthys atlantique.

#### b2. Le seuil méditerranéen (Fig. 29)

Il s'agit d'une zone très complexe de plates-formes carbonatées (50 à 200 m) ou évaporitiques (10 m), de hauts-fonds pélagiques (800 à 1500 m) et de bassins profonds. Son étroitesse et sa complexité bathymétrique en font une zone de sédimentation tout à fait particulière en raison des phénomènes hydrodynamiques qu'elle conditionne. Le passage à la Téthys atlantique se fait par un sillon relativement étroit, environ 250 km en surface, mais divisé en deux en profondeur: une partie peu profonde (500 à 800 m) sur la moitié nord du sillon et une partie plus profonde (1500 à 2000 m) sur la moitié sud.

#### b3. La Téthys atlantique (Fig. 29)

Il s'agit d'une zone en distension entre 2 marges passives. La bathymétrie maximale est d'environ 3500 m. Ce domaine océanique bute à ses deux extrémités sur des seuils qui en font un bassin relativement fermé.

#### b4 Le seuil "Caraïbes"

Le seuil Caraïbes est plus simple que le seuil méditerranéen. Il caractérise le début de l'ouverture océanique entre l'Amérique du nord et l'Amérique du sud. Il ouvre des chenaux de communication entre la Téthys et le Pacifique permettant le passage de faunes. Il est bordé au nord par une plate-forme carbonatée (plate-forme bahamienne) très peu profonde (50 m environ). Le Golfe du Mexique à la fin du Tithonique n'est plus en accréation et amorce sa phase de remplissage sédimentaire. Il devient un piège (pratiquement fermé) qui s'effondre par thermosubsidence; il recueille l'important matériel terrigène en provenance du continent nord-américain apporté par le Mississippi. On connaît les énormes ressources

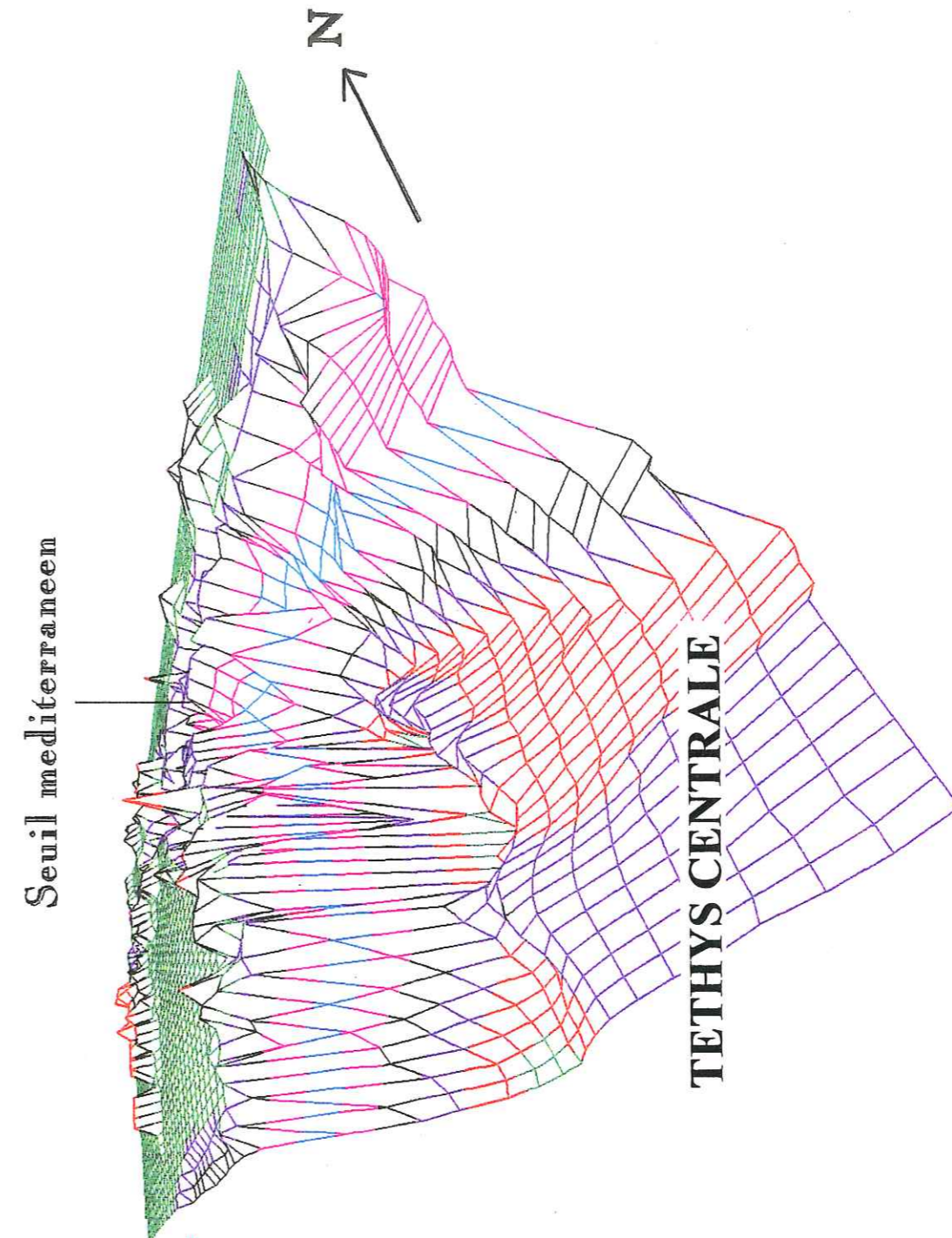


Fig. 28 : Modèle bathymétrique en 3 dimensions de la Téthys centrale.



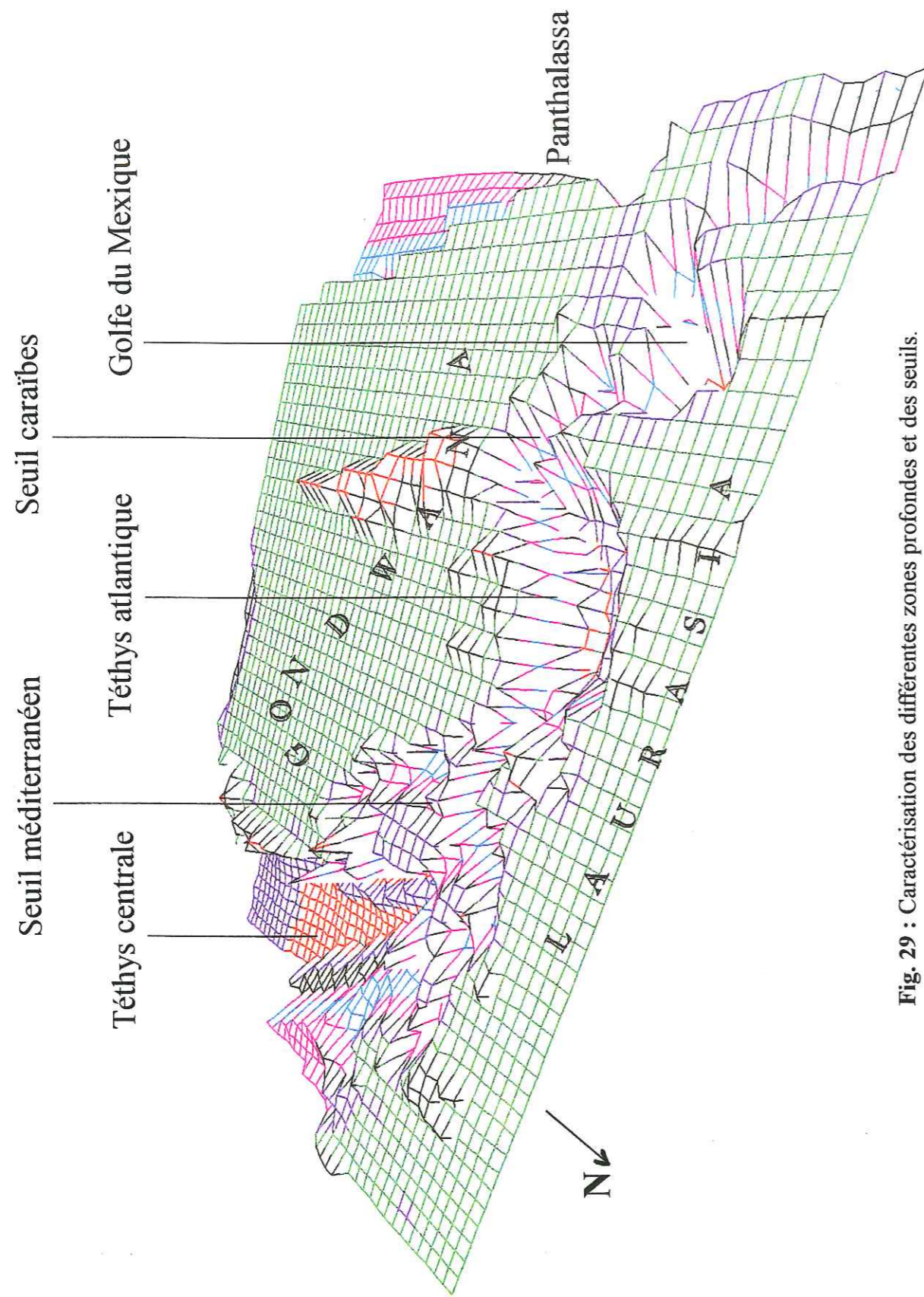


Fig. 29 : Caractérisation des différentes zones profondes et des seuils.

pétrolifères du Golfe du Mexique dont l'une des principales roches mères est d'âge Kimméridgien (Baudin *et al.*, 1992). C'est un petit bassin très profond car la subsidence n'a pas été compensée par la sédimentation. Ses relations avec le Pacifique sont caractérisées par d'étroits sillons océaniques de -2000 m environ. Il ne s'agit pas pour cette partie occidentale de la Téthys de large ouverture sur la Panthalassa comme c'est le cas dans sa partie orientale.

### 3. Conclusion

Les reconstitutions paléobathymétriques et leurs représentations en 2 et 3 dimensions rendent compte de l'évolution morphologique des bassins et de leurs relations. La reconstitution de la paléobathymétrie à la fin du Tithonique supérieur caractérise les seuils Caraïbes et méditerranéen et quantifie les profondeurs des aires océaniques principales. Une proposition est ainsi faite aux sédimentologues et aux paléontologues afin qu'ils puissent évaluer sa cohérence avec les conditions bathymétriques de dépôts que nous suggérons et celles qu'ils obtiennent avec leur propre méthode.



# Chapitre 5 : Le modèle numérique de circulations océaniques



## Chapitre 5 : Le modèle numérique de circulations océaniques

Il n'existe pas actuellement de modèles de reconstitutions paléoclimatiques, alors que des modèles certes très imparfaits existent pour interpréter et prévoir les climats actuels.

Il est pourtant clair que les océans jouent un rôle majeur dans la dynamique des climats à travers leur large capacité de transport et d'emmagasinement de chaleur, d'humidité et de CO<sub>2</sub>. La circulation dans les océans est guidée en surface par la dynamique atmosphérique et les variations atmosphériques sont très liées au couple océan/atmosphère (voir Maier-Reimer *et al.*, 1990).

### 1. Présentation du modèle LSG de Hambourg

Le modèle que nous avons utilisé pour simuler les circulations océaniques de la Téthys à la fin du Jurassique a été créé au Max Plank Institut für Meteorologie (MPI) de Hambourg. Il s'agit d'un modèle de circulation océanique actuelle LSG (Large Scale Geostrophic) à l'échelle du globe fonctionnant sur un super-calculateur CRAY S2. Il permet de tester la sensibilité des circulations dans l'océan mondial aux variations de flux de chaleur en surface. Ces simulations, d'une manière générale, reproduisent de manière satisfaisante les propriétés des principales masses d'eau. Cependant, des changements mineurs des températures de l'air à haute latitude peuvent produire des changements importants dans la structure de la circulation océanique. La sensibilité de cette circulation est largement contrôlée par la formation des eaux profondes en hautes latitudes. Le modèle du MPI possède une résolution horizontale de 3,5° X 3,5° et permet les simulations de 11 couches d'eau superposées.

Les paramètres régissant ce modèle sont les suivants:

1. La topographie (des fonds océaniques et des continents):

La topographie des fonds océaniques influant sur les circulations océaniques et la topographie continentale sur les circulations atmosphériques.

2. les flux de chaleur (température de l'air et/ou de la surface, interface air/eau), puisque le modèle teste notamment les réactions des circulations aux variations des températures.

3. La salinité, qui dépend essentiellement des conditions de température de l'océan mondial.



4. Les vents (champs de forces atmosphériques) avec leur rôle clé sur le déplacement des masses d'air, et donc dans la création de courants atmosphériques et océaniques de surface.

Des données géologiques ont établi que, durant le Tertiaire, les océans profonds avaient parfois eu une température d'environ 10° plus chaude qu'actuellement et qu'ils étaient plus salés, suggérant qu'à ces époques, les eaux profondes étaient formées par un système de pompe "évaporation-salinité" à des latitudes relativement basses (ex: Méditerranée), alors qu'aujourd'hui existe un refroidissement en hautes latitudes (Maier-Reimer *et al.*, 1990). Au Jurassique terminal les températures étaient de l'ordre de 7 à 10° plus élevées qu'actuellement (Hallam, 1975, Frakes, 1979) donc peuvent se rapprocher à celles de certaines époques du Tertiaire.

Ce modèle permet des simulations les unes avec, les autres sans influence glaciaire, ce qui était le cas au Jurassique supérieur, dépourvu de calottes glaciaires. Des modèles analogues ont été utilisés pour estimer les circulations océaniques mais à des périodes différentes (Crétacé moyen, Barron et Peterson, 1989, 1990) ou bien pour déterminer les paléoclimats (Parrish et Curtis, 1982, Scotese et Summerhayes, 1986). Aucun essai de cet ordre n'avait jusque là été tenté sur le modèle LSG de Hambourg pour des périodes aussi lointaines.

## 2. Les possibilités du modèle

Les résultats obtenus sont multiples et sont exprimés cartographiquement ou par des profils dessinés pour les principaux océans: Pacifique, Atlantique est et ouest, et Indien. Les paramètres déterminés ne résultent pas toujours de données d'observation mais sont le résultat de calculs physiques et atmosphériques :

- . La topographie (Fig. 30)
- . La température potentielle des masses d'eau océaniques (à différentes profondeurs)
- . La salinité de surface ou à différentes profondeurs
- . Les pressions atmosphériques au dessus des océans
- . La densité des eaux (résultat de la combinaison température/salinité)
- . Les flux de chaleur à la surface du globe
- . Les flux d'eau douce (résultat algébrique: précipitations - évaporation), intéressants pour caler le modèle avec les zones à évaporites par exemple
- . Les débits horizontaux des masses d'eau des océans
- . Les débits verticaux de ces masses d'eau

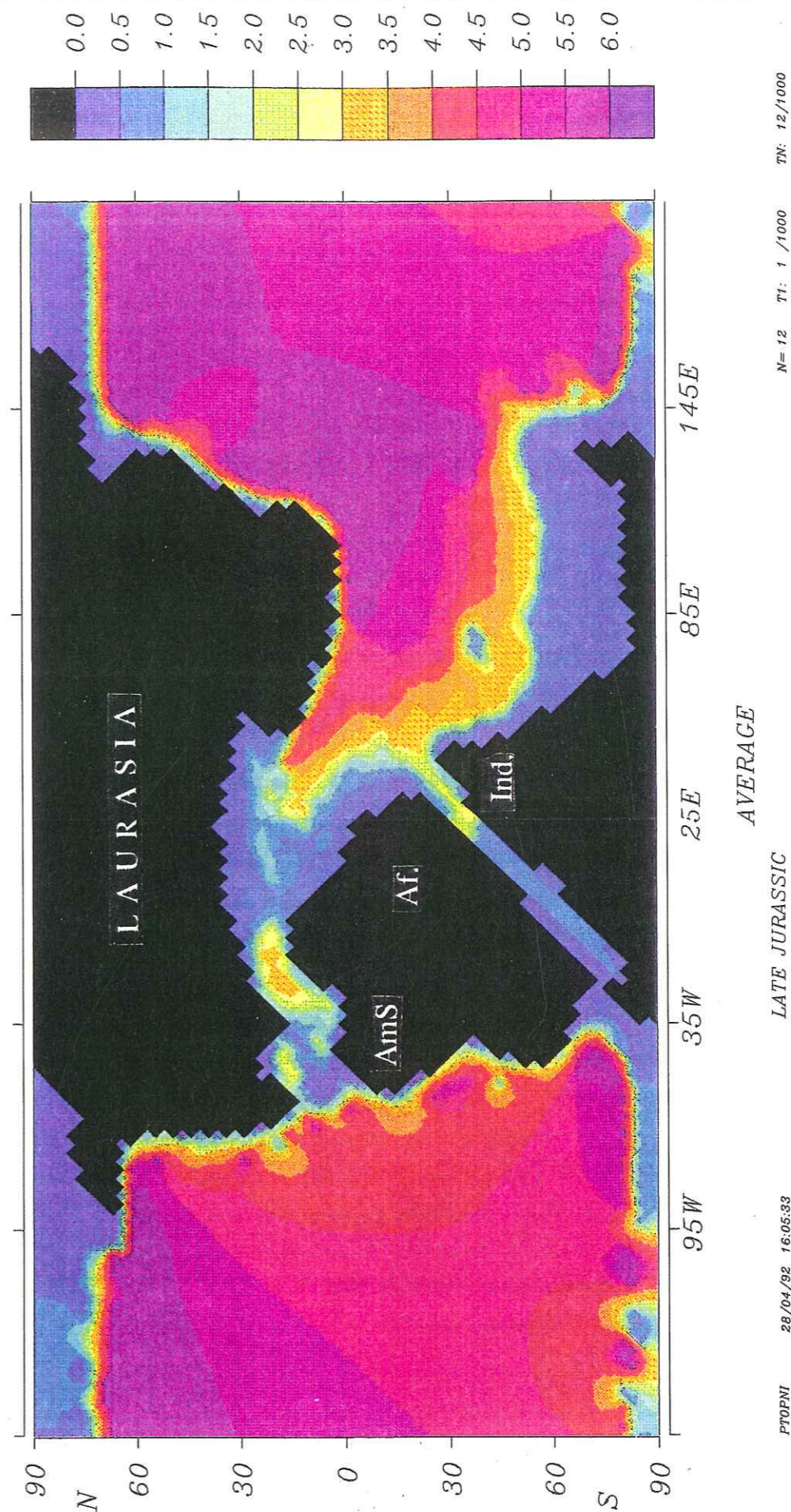


Fig. 30 : Topographie obtenue par le modèle du Max Plank Institut (maille 4° x 4°).



- . Les vitesses horizontales des courants océaniques à différentes profondeurs
- . Les vitesses verticales des courants océaniques à différentes profondeurs et dont l'analyse permet de localiser les zones d'upwelling.

### 3. Etablissement des différents paramètres

Les différents paramètres à injecter dans le modèle du MPI ont été déterminés de diverses façons:

- (1) reconstitution d'après la bibliographie (par exemple pour les températures),
- (2) par programme informatique pour les conditions atmosphériques et la topographie continentale (programme PGIS de M.I. ROSS, voir Deuxième partie),
- (3) par un travail d'équipe au laboratoire lorsque les paramètres n'existaient pas pour l'époque étudiée (par exemple pour la salinité et la bathymétrie des seuils).

#### 3a. Les vents (champs de force) et les conditions atmosphériques

Ces reconstitutions sont issues du programme PGIS (PaleoGeographic Information System) fonctionnant sur Macintosh, créé par M.I. Ross et C.R. Scotese. Ce programme intègre les travaux de Parrish *et al.* (1982), Barron et Washington (1982) et Scotese et Summerhayes (1986) sur les reconstitutions climatiques et une partie de la base de données de Chicago (base paléogéographique, paléoclimatique...).

#### 3b. Les températures atmosphériques ou de surface (interface océan/atmosphère)

Il ne s'agissait pas de recréer une carte des températures au Tithonique supérieur, mais d'estimer les écarts de température entre l'actuel et cette époque. Pour se faire, j'ai largement utilisé les données fournies dans la bibliographie et notamment les travaux de Frakes (1979) et Hallam (1969, 1975, 1982, 1985) (Voir Frakes et Francis, 1988, pour une vue opposée). Il ressort de ces travaux que la température moyenne au Tithonique supérieur était de l'ordre de 7 à 10° plus élevées qu'actuellement et qu'il n'existait aucune calotte glaciaire. Cette différence est entrée comme paramètre dans le modèle, puisque la zonalité des températures en fonction de la latitude et les répartitions continents/océans sont connues (Barron *et al.*, 1989, Barron et Peterson, 1990).

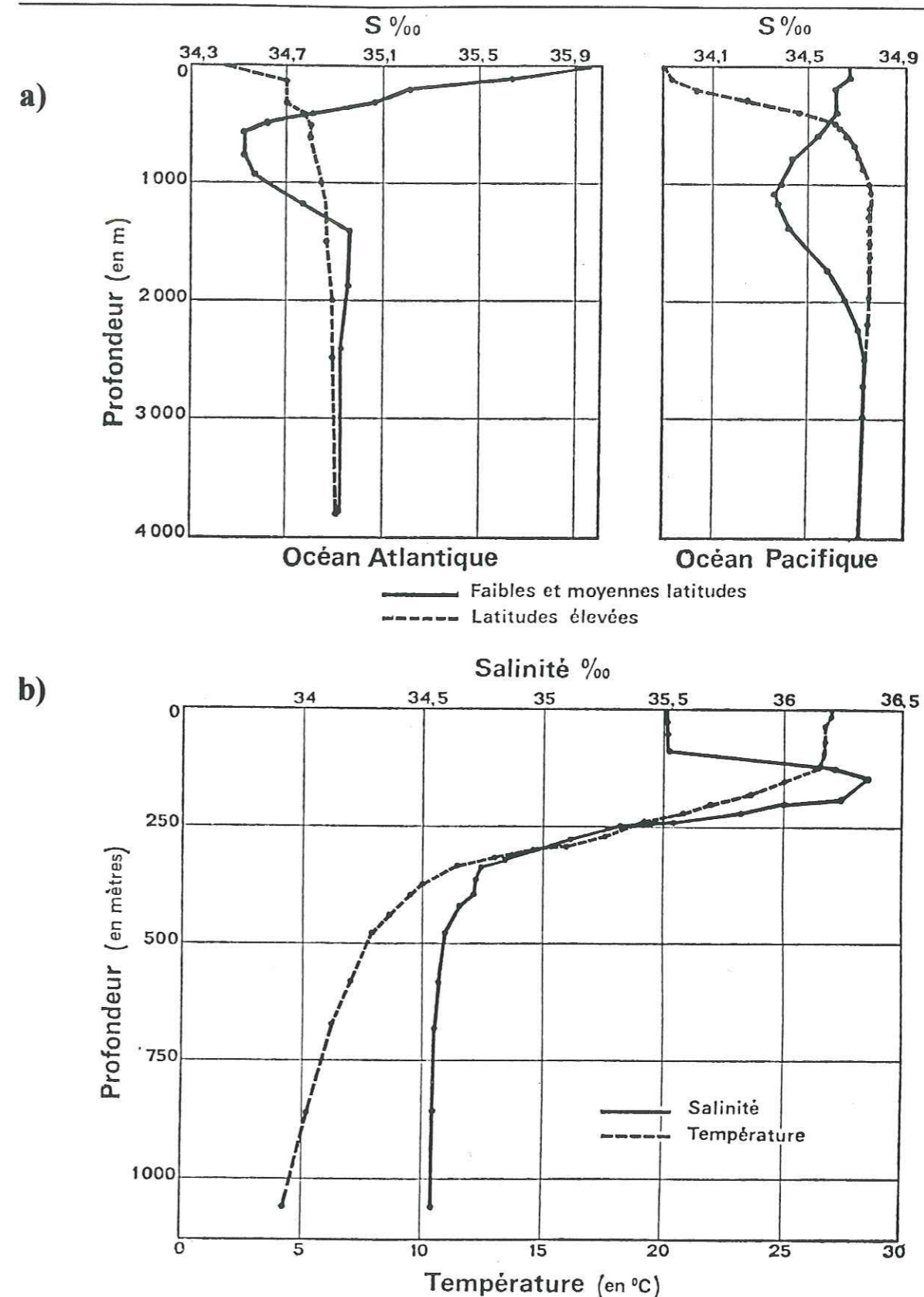


Fig. 31 : Variation de la salinité avec la profondeur : a) de 0 à 4000 m pour l'Atlantique et le Pacifique; b) dans les 1000 premiers mètres d'eau (d'après Ivanoff, 1972).



### 3c. La salinité

La salinité est essentiellement due à l'évaporation et aux précipitations, qui concentrent ou au contraire diluent les eaux de surface. Elle est également variable en fonction de la profondeur (mélanges entre les eaux de surface et les couches sous-jacentes) (Fig. 31). La carte de salinité reconstituée dans ce travail (Fig. 32) ne rend compte que de la salinité des eaux de surface, c'est un paramètre à injecter dans le modèle. La fonte des neiges et l'importance des glaciations jouent aussi un rôle important et tout particulièrement dans les régions polaires, mais le Jurassique ne montre aucune trace de glaciation (Hallam, 1975, Frakes, 1979) (Voir Frakes et Francis, 1988, pour une vue opposée).

L'évaporation et les précipitations dépendent du climat et sont donc liées à la latitude: la salinité de surface est maximale dans les régions subtropicales arides où l'évaporation l'emporte sur les précipitations, elle diminue dans les régions équatoriales et aux latitudes élevées (Ivanoff, 1972) et dans les régions tropicales humides (Caraïbes, Lévy *et al.*, 1988) (Fig. 33). La salinité est minimale dans la zone équatoriale à forte précipitation (golfs de Panama, de Guinée, du Bengale, dans le sud-est asiatique) et dans les régions côtières arrosées par de grands fleuves (St Laurent, Amazone). Elle est maximale dans les régions fermées (Méditerranée, Mer Rouge) et les régions subtropicales de l'océan Indien et de l'Atlantique.

Les reconstitutions des salinités des différents domaines observés sur la carte du Tithonique supérieur (Fourcade *et al.*, 1991) reposent sur la classification suivante (symposium de Venise en 1958) :

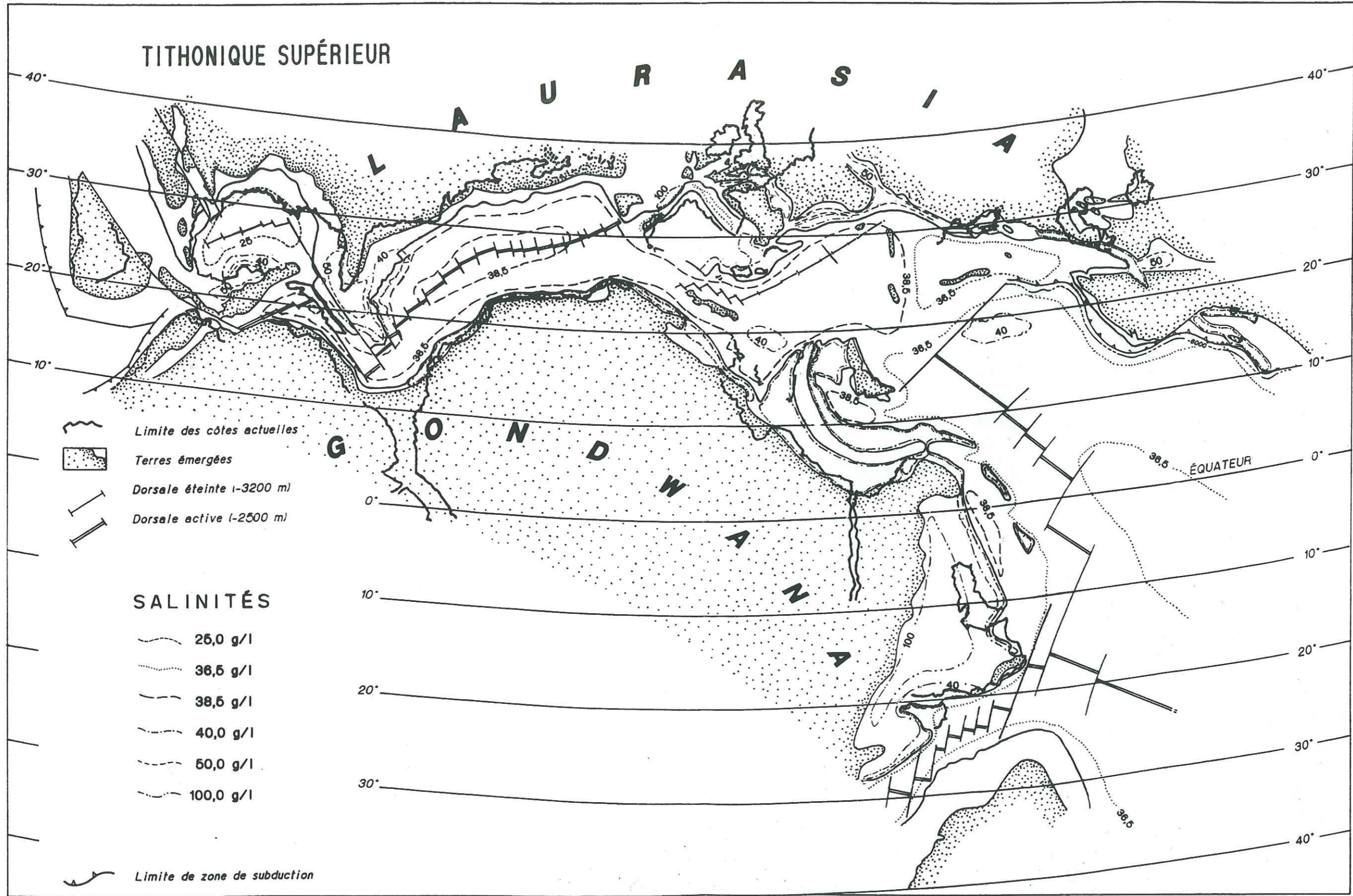
EAU	Douce		Oligohaline		Mésohaline			Polyhaline		Euhaline			Hyperhaline
	0	0,5	0,5	5	$\beta$	$\alpha$			Mixo	Eu			
Salinité (g/l)	0	0,5	0,5	5	5	10	18	18	30	30	36	40	> 40





Les différentes valeurs de la salinité apposées sur la carte du Tithonique supérieur sont basées sur l'observation de secteurs types actuels du globe. L'*actualisme* ne peut pas s'appliquer sur les périodes passées qui ont connu des conditions climatiques différentes (Ex: Jurassique terminal). Cependant, la carte que nous avons établie pourra être corrigée d'une constante correspondant à la différence de température entre l'actuel et le Jurassique supérieur. En effet, Eptsein et Mayeda (1953, *in* Hallam 1975) ont montré qu'une réduction de la salinité de 5 ‰ pendant les périodes non glaciaires était équivalente d'une variation de température dans le même sens de 5°C en terme de variation du rapport isotopique

Fig. 32 : La salinité des eaux de surface de la Téthys au Tithonique supérieur









# TITHONIQUE SUPÉRIEUR



-  Limite des côtes actuelles
-  Terres émergées
-  Dorsale éteinte (-3200 m)
-  Dorsale active (-2500 m)

## SALINITÉS

-  25,0 g/l
-  36,5 g/l
-  38,5 g/l
-  40,0 g/l
-  50,0 g/l
-  100,0 g/l

 Limite de zone de subduction



$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Sachant que la température au Jurassique supérieur était de l'ordre de 7 à 10°C supérieure à l'Actuel, il est envisageable d'estimer la constante correctrice des salinités à 7 ou 10 g/l. Nous pourrions tester la sensibilité du modèle du MPI à ces variations de salinité. Les modèles actuels de salinités, à partir desquels nous avons établi la carte des salinités au Jurassique terminal sont les suivants:

c1. Les modèles généraux

Les modèles généraux sont établis par rapport aux paléoenvironnements reportés sur la carte du Tithonique supérieur.

a. *Le milieu marin*

On distingue deux zones dans les milieux marins:

1) des domaines océaniques profonds (plaines abyssales), en tout cas en dessous de la CCD, où la salinité est normale (dite "salinité totale"). La salinité est alors de 36,5 ‰.

2) des domaines moins profonds, au dessus de la CCD, qui présentent une salinité de 36,5 à 38,5 g/l en fonction de leur ouverture plus ou moins large sur les domaines océaniques profonds voisins.

b. *Le domaine des plates-formes*

Les plates-formes présentent une salinité presque normale en surface. La salinité peut fluctuer entre 30 et 40 g/l en fonction de leur ouverture (large ou étroite) sur des domaines océaniques voisins.

Il s'agit de zones peu profondes où les dépôts sont:

(1) carbonatés, indicateurs de dépôts formés loin des apports détritiques sous une tranche d'eau de quelques dizaines de mètres et en milieu calme (Medhioub *et al.*, 1981) indiquant des salinités normales à euhalines,

(2) évaporitiques, indiquant au contraire des salinités très élevées, supérieures à 40 g/l (ex: Golfe du Lion, Lévy, 1972) voire 50 à 100 g/l dans le golfe Persique (Purser, 1973) dans le cas de plates-formes évaporitiques très étendues (comme la plate-forme arabe). Ils traduisent des zones immergées sous une très fine pellicule d'eau soumise à forte évaporation,



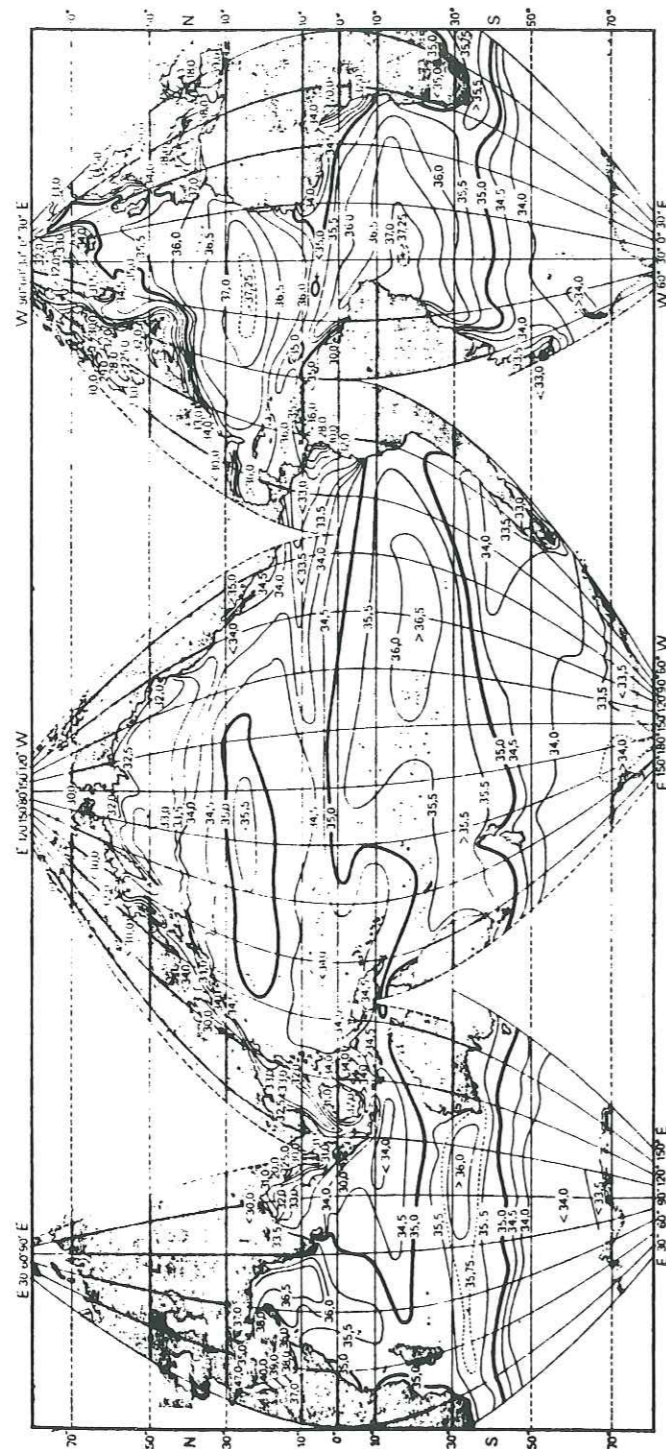


Fig. 33 : Valeurs annuelles moyennes de la salinité des eaux de surface pour l'actuel (d'après Mc Lellan *in* Ivanoff, 1972).

(3) récifaux, indicateurs d'un milieu à salinité stable et normale.

### c. Les milieux margino-littoraux

Ces milieux présentent une salinité très variable allant de l'eau douce (0 g/l) à la salinité de l'eau de mer (36,5 g/l) mais pouvant être également hyperhalins (> 40 g/l) au cours d'un cycle annuel. Nous prendrons des valeurs de 0 à 0,5 g/l dans le cas des milieux margino-littoraux qui représentent des valeurs fréquemment observées.

### c2. Les modèles particuliers

#### a. Le type Bahamas

Il s'agit de zones en position subtropicale, sous climat chaud et humide, se caractérisant par une intense évaporation et par d'abondantes précipitations se produisant aux mêmes époques saisonnières. Ceci conduit à une instabilité modérée des concentrations salines sur les plates-formes marines (Lévy *et al.*, 1988). Les salinités peuvent varier de 30 à 42,5 g/l. Nous appliquerons le modèle "Bahamas" actuel au Yucatan et à la Floride au Tithonique supérieur.

#### b. Le type Golfe Persique

Ce type traduit des régions en position subtropicale, mais présentant un climat chaud et aride. La salinité peut varier de 50 à 100 g/l.

Nous avons utilisé les valeurs suivantes:

- . 0 à 0,5 g/l dans les milieux margino-littoraux,
- . 36,5 g/l pour les domaines océaniques ouverts
- . 38,5 g/l pour des domaines océaniques relativement fermés comme la Méditerranée actuelle (Ex: la Téthys atlantique au Tithonique supérieur).
- . 40 g/l sur les plates-formes carbonatées,
- . 50 à 100 g/l pour les plates-formes évaporitiques suivant leur étendue,

La carte de salinité proposée repose sur des modèles actuels que nous avons transposés au passé. En effet aucune carte de salinité de surface n'a jusqu'ici été proposée pour le Jurassique. Les conditions latitudinales de la Téthys à la fin du Jurassique sont très proches des conditions rencontrées actuellement aux Bahamas et dans la Mer Rouge (Levy *et al.*, 1988). Il sera possible d'affiner les données par l'étude des associations de faunes régnant



sur les différents domaines rencontrés au Tithonique supérieur.

### 3d. La topographie

Des études océanographiques ont démontré l'importance de la topographie continentale et de la paléobathymétrie sur la prédiction des courants océaniques (Mc Lain *et al.*, 1986).

#### d1. La topographie continentale

La topographie continentale est un paramètre fondamental souvent difficile à déterminer (Barron et Washington, 1984, Barron, 1985, Hay *et al.*, 1989). Son influence est directe sur les circulations atmosphériques et le drainage notamment. Cette topographie a été reconstituée à l'échelle globale en employant le programme PGIS (voir Deuxième partie). Ce programme ne reconnaît que deux zones d'altitude: 1) 0 à 2 000 m et 2) >2 000 - 3 000 m. Il est évident que cette approximation est très grossière. Cependant, dans les essais de bilan de matière (Hay *et al.*, 1989), la reconstitution de la topographie continentale est précaire et s'établit par approches successives: on utilise les bilans de matière comme contrainte sur la paléotopographie et la paléobathymétrie. Mais, ceci s'avère beaucoup plus complexe car les lieux de dépôt et d'alimentation potentielle changent avec le temps, les événements tectoniques, les courants et le climat.

#### d2. La topographie des fonds océaniques et des plates-formes

Pour les reconstitutions topographiques des plates-formes et des seuils, j'ai bénéficié de l'aide de chercheurs du laboratoire de Stratigraphie de l'Université P. et M. Curie avec lesquels j'ai travaillé (E. Fourcade, F. Cecca).

Pour le Pacifique, les données actuelles sont prises en considération dans le modèle. En effet, les données sur la croûte océanique jurassique de l'océan Pacifique sont rares.

Pour la Téthys, j'ai reconstitué la bathymétrie par la méthode exposée précédemment dans ce mémoire.

## Chapitre 6 : Les circulations océaniques dans la Téthys au Jurassique terminal



## Chapitre 6 : Les circulations océaniques dans la Téthys au Jurassique terminal

### 1. Présentation

Il ne sera pas possible de reconstituer les circulations océaniques sous les conditions climatiques régnant à la fin du Tithonique car tous les paramètres ne sont pas actuellement déterminés. Il s'agit ici de montrer les possibilités du modèle LSG de Hambourg que nous avons employé, c'est à dire d'évaluer la faisabilité de telles reconstitutions il y a 140 Ma.

Les premiers essais ont été réalisés pour montrer le rôle essentiel du temps de simulation dans la stabilisation des résultats.

### 2. Exemple des circulations de surface (25 m) après des simulations sur 10, 110, 1 000 ans (Fig. 34):

Si les grandes tendances apparaissent dès que l'on considère des périodes de 10 ans, elles s'affinent en se modifiant de façon plus ou moins significative pour des périodes de simulation plus longues. On estime que les valeurs sont bien stabilisées pour des simulations sur 3 000 ans environ qui demandent alors 20 heures de compilation sur un super-calculateur CRAY S2. Le premier essai a été appliqué sur le cadre morphologique du Tithonique supérieur dans les conditions atmosphériques de température et de salinité actuelles c'est à dire avec une calotte glaciaire et avec une répartition zonale des températures et des salinités.

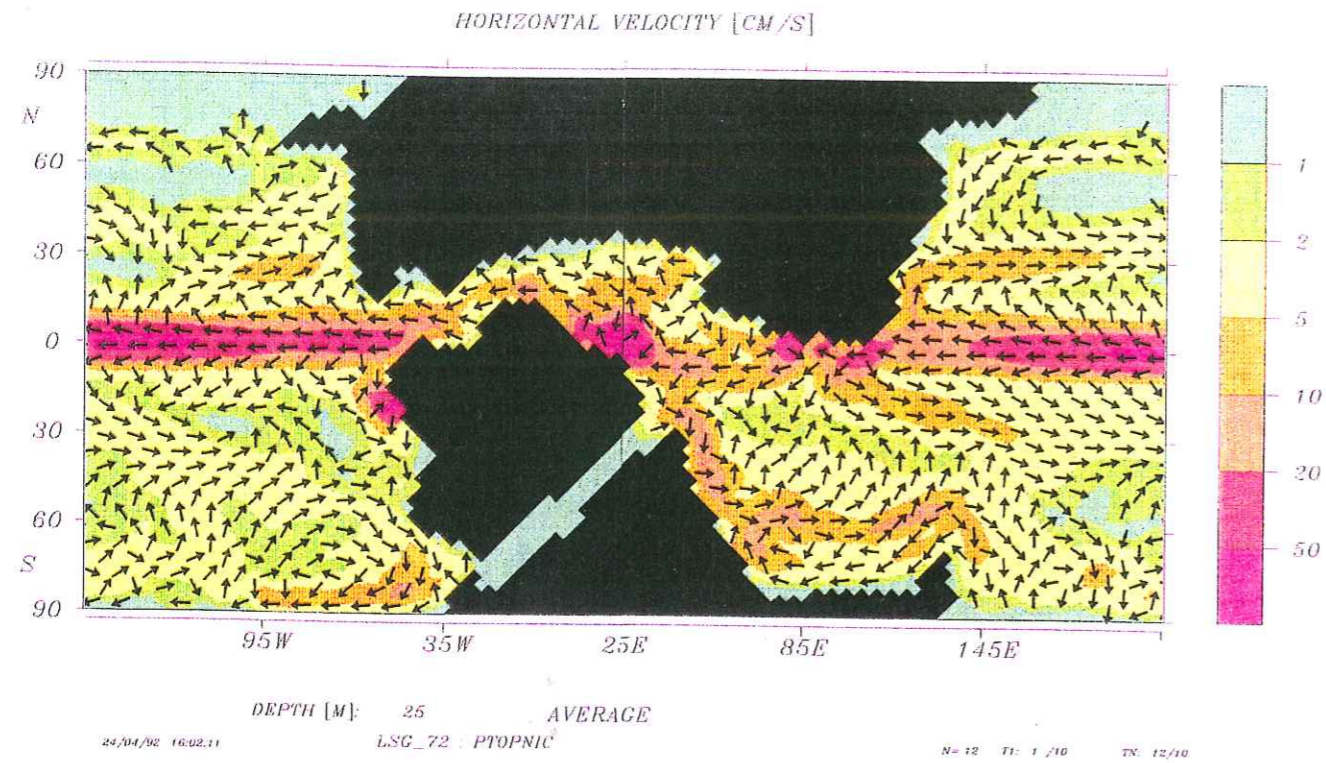
### 3. Comparaison des circulations à l'intérieur d'une tranche d'eau sur une verticale (simulations sur 110 ans)

Le deuxième essai est une comparaison des différents paramètres affectant différentes couches d'eau superposées. Les profondeurs étudiées sont 25, 1 000 et 3 000 m dans les conditions climatiques actuelles et avec la morphologie que nous avons établie.

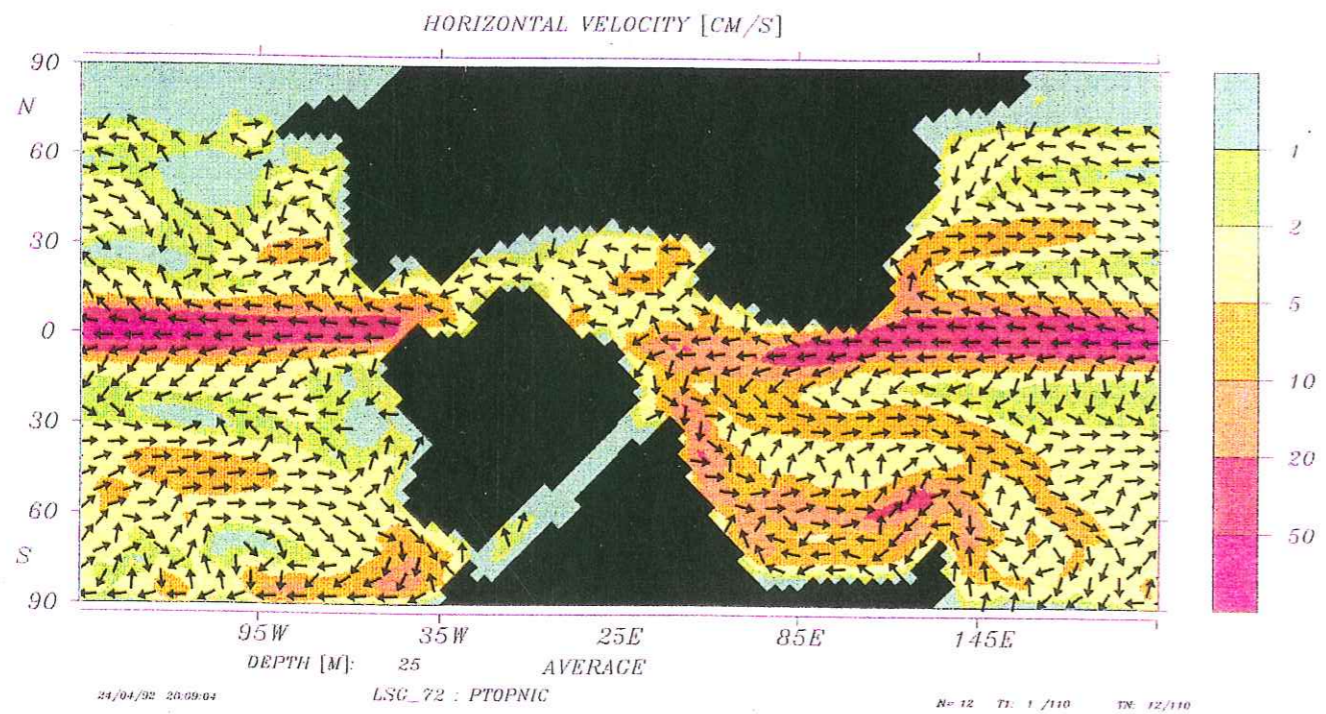
On voit l'influence du seuil méditerranéen, sorte d'entonnoir se refermant à l'ouest entre l'océan téthysien et la Téthys atlantique (Fig. 35). On peut déjà mettre en évidence des grandes tendances de circulations.

- 3 000 m : Les circulations sont bien structurées avec des vitesses élevées le long de la bordure sud de la Panthalassa et dans toute la Téthys centrale. Les courants de direction est-ouest le long des deux marges sont bloqués par le seuil méditerranéen;

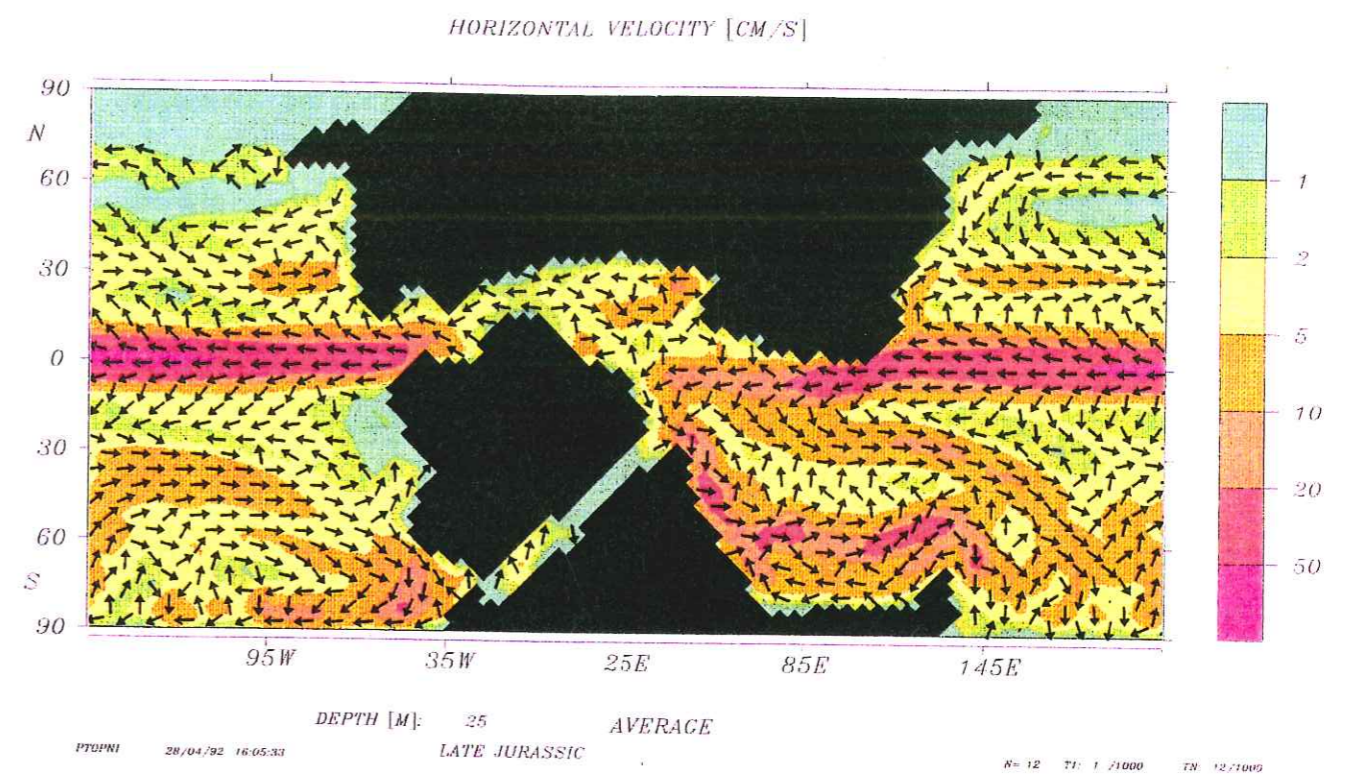




a)



b)



c)

**Fig. 34 :** Influence du temps de simulation sur l'équilibre océan/atmosphère et donc sur les circulations océaniques - Comparaison des circulations horizontales à une profondeur de 25 m pour des simulations sur ; a) 10 ans, b) 110 ans et c) 1000 ans.



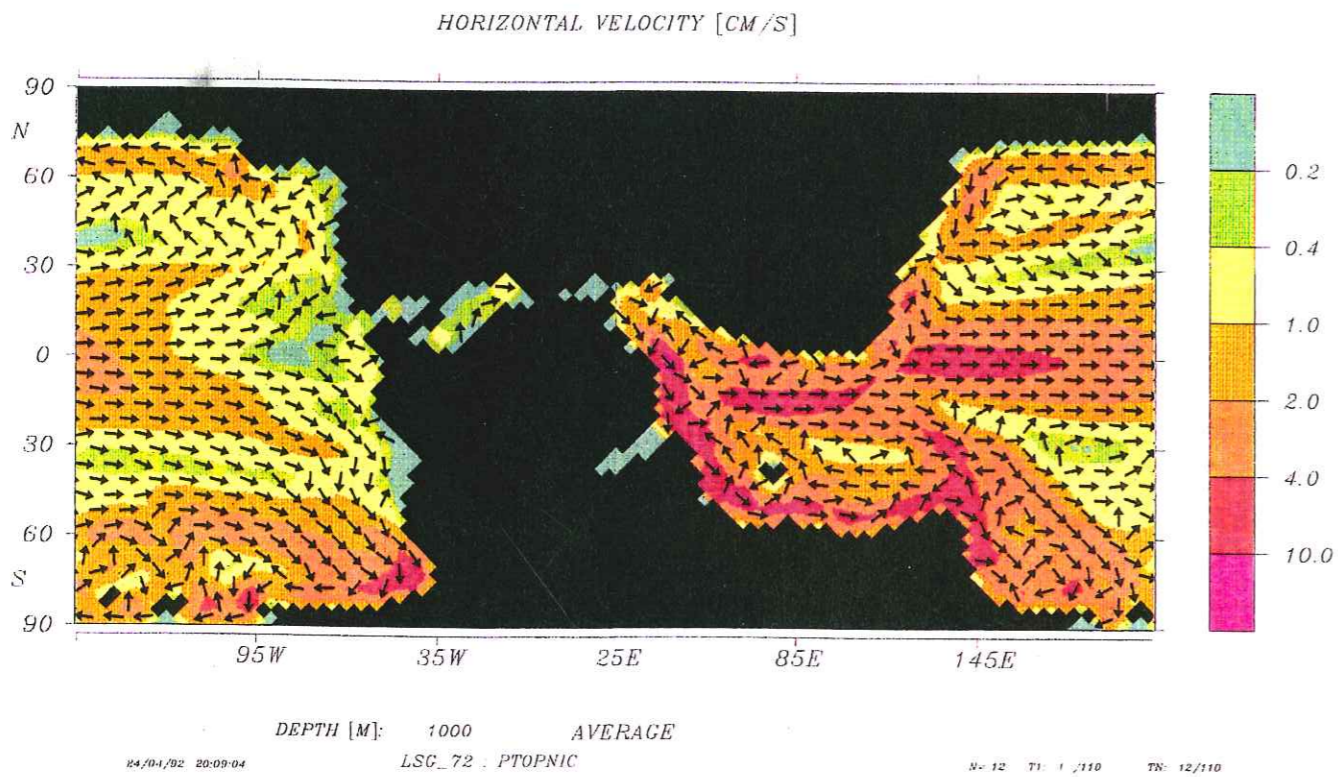
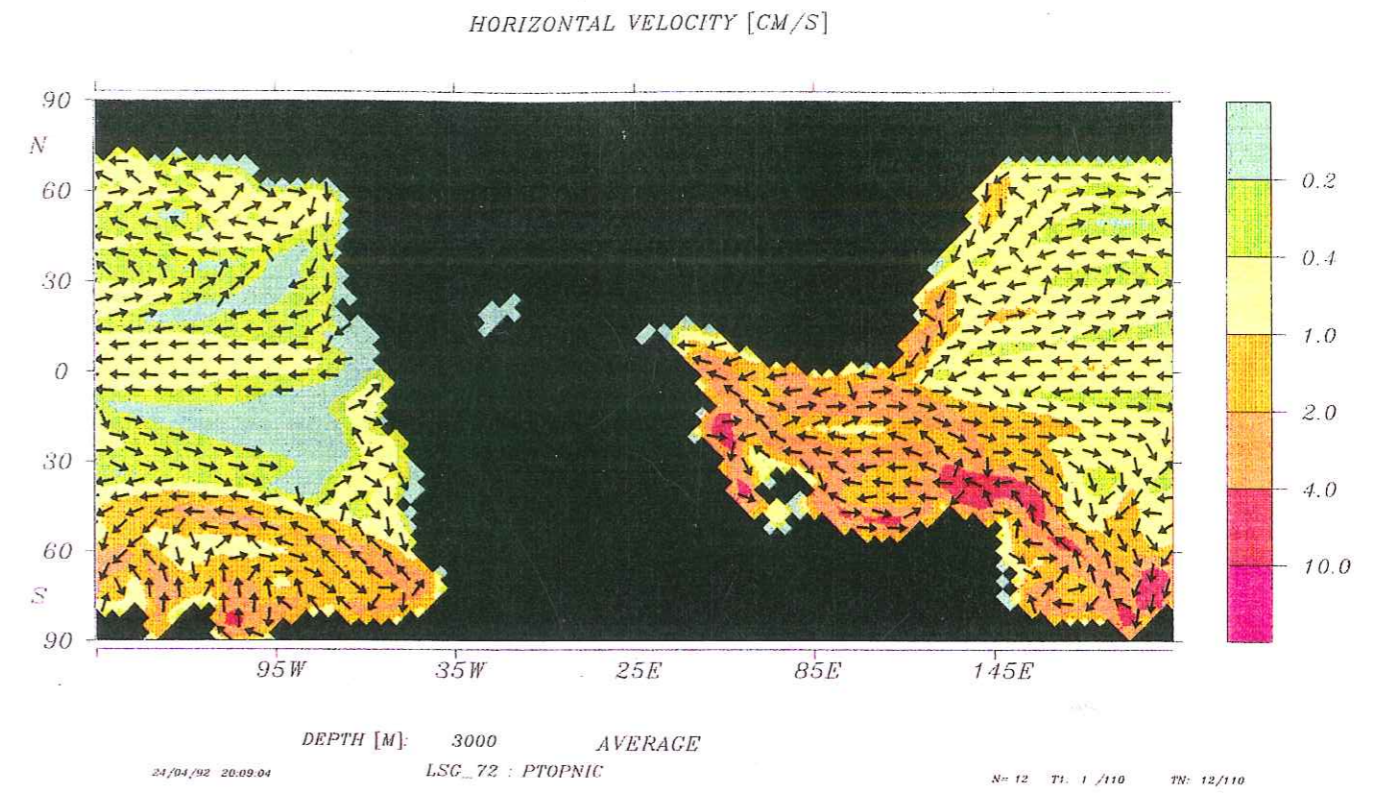
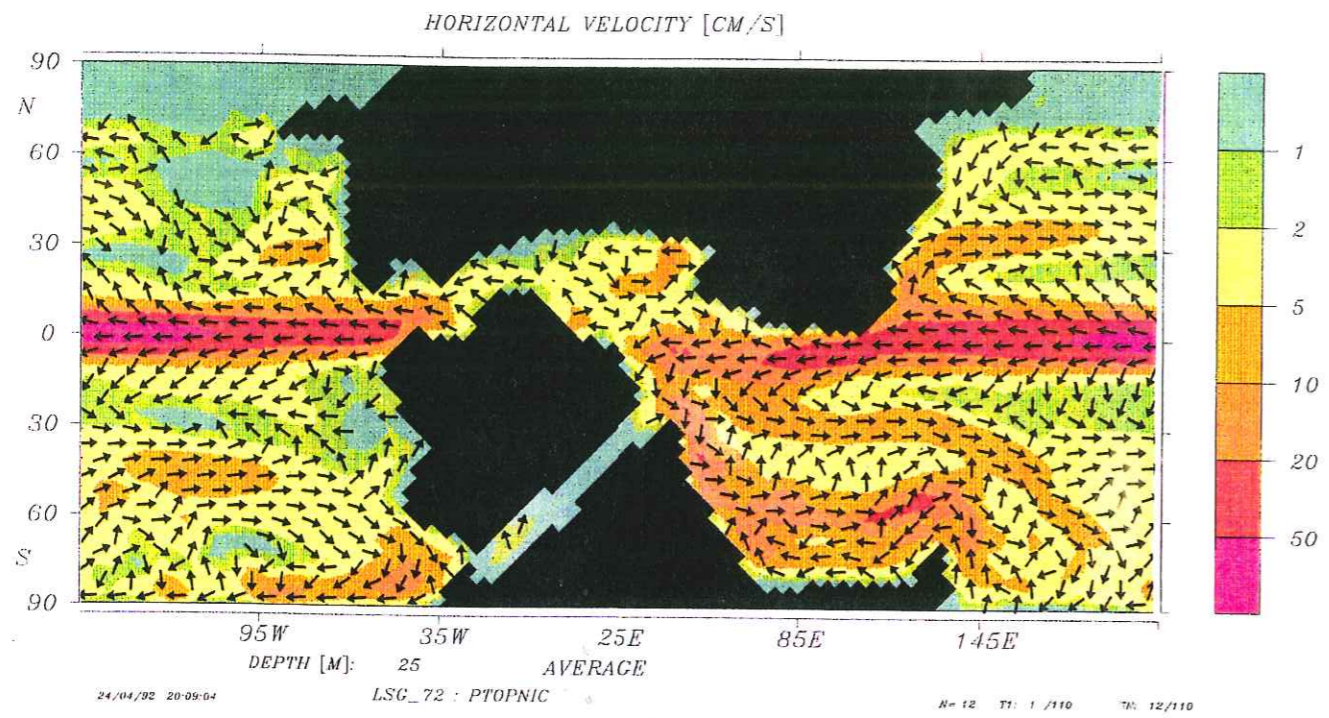


Fig. 35 : Variations des circulations océaniques avec la profondeur (simulations sur 110 ans).



. - 1 000 m : Les circulations sont bien structurées dans la Panthalassa et à l'est de la Téthys centrale. On note une désorganisation des masses d'eau dans la partie ouest sur la marge sud et la marge nord de la Téthys centrale et également sur le seuil méditerranéen. On remarque une inversion des directions des courants dans la Panthalassa par rapport au niveau précédent.

. - 25 m : Les tendances observées à -1 000 m s'accroissent. Une inversion des directions des courants océaniques s'observe dans la Panthalassa par rapport à ceux parcourant la tranche d'eau -1 000 m.

On voit dans cet exemple que les circulations sont bien structurées dans les zones topographiquement "calmes" et qu'elles sont au contraire désorganisées lorsque les masses d'eau circulent sur des zones complexes (seuil méditerranéen) ou en présence d'un dénivelé important comme à la terminaison occidentale de la Téthys centrale.

Cette configuration en entonnoir pouvait laisser présager des circulations très violentes sur le seuil méditerranéen, au moins dans la tranche d'eau superficielle, or il n'en est rien. En fait la topographie complexe du seuil méditerranéen et sa relative faible profondeur constitue une sorte de barrière pour tous les courants et y crée une désorganisation importante. Ceci existe par exemple pour les courants circum-polaires bloqués par le passage Drake (E. Maier-Reimer, comm. perso.).

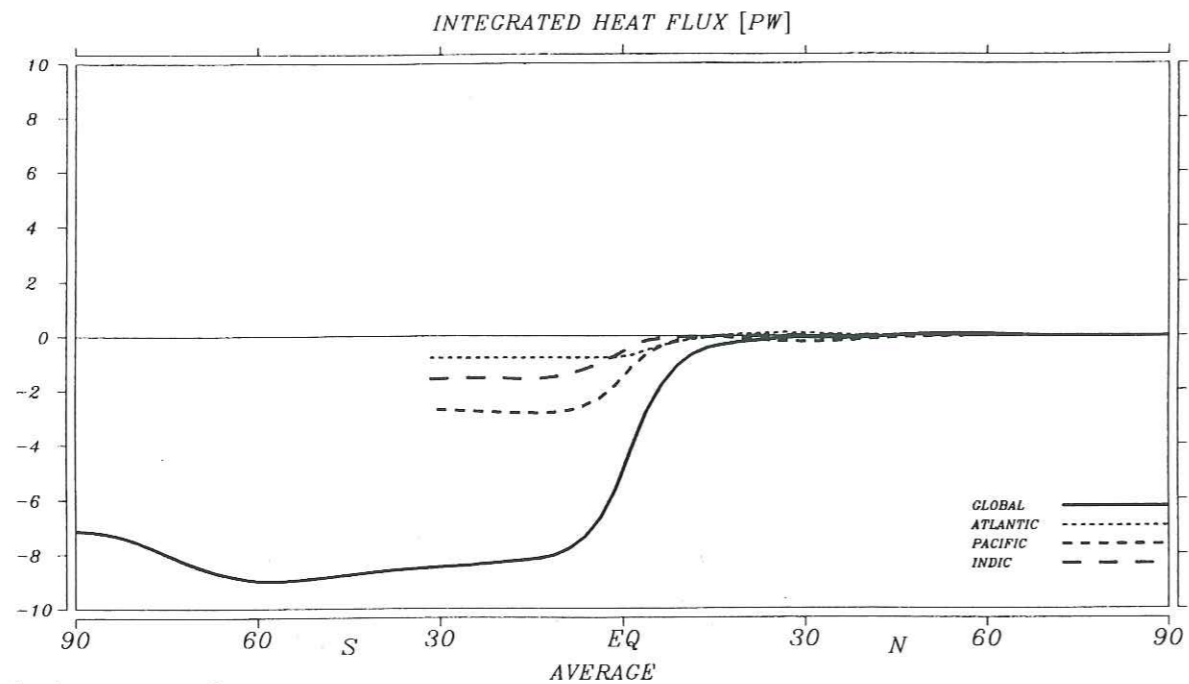
Par contre le passage du seuil méditerranéen à la Téthys atlantique tend à ré-homogénéiser les circulations océaniques. Les courants de la couche superficielle (25 m) vont d'est en ouest et s'opposent aux courants de la couche d'eau inférieure (1 000 m) dont la direction est ouest-est. La résolution du modèle ne permet pas d'étudier les circulations à 3 000 m, les zones de la Téthys atlantique plus profondes que 3 000 m au Jurassique terminal étant peu étendues.

#### 4. Simulations sur 1 000 ans : Les circulations - Les upwellings

Le troisième essai concerne des simulations sur 1 000 ans. Les profondeurs étudiées seront 25, 1 000, 2 000 et 3 000 m. On considèrera par la suite qu'une simulation sur 1 000 ans conduit à des valeurs stabilisées. D'ailleurs les tests "Integrated Heat Flux" et "Integrated Fresh Water Flux" montrent que l'on arrive pratiquement à l'équilibre (Fig. 36).

**Fig. 36 :** Comparaison des tests d'équilibre océan/atmosphère (simulations sur 10 et 1000 ans) : a) Integrated Heat Flux, b) Integrated Fresh Water Flux. Le décalage par rapport à 0 est proportionnel au déséquilibre.  
Simulations sur 10 ans : l'équilibre n'est pas atteint  
Simulations sur 1000 ans : l'équilibre est presque atteint

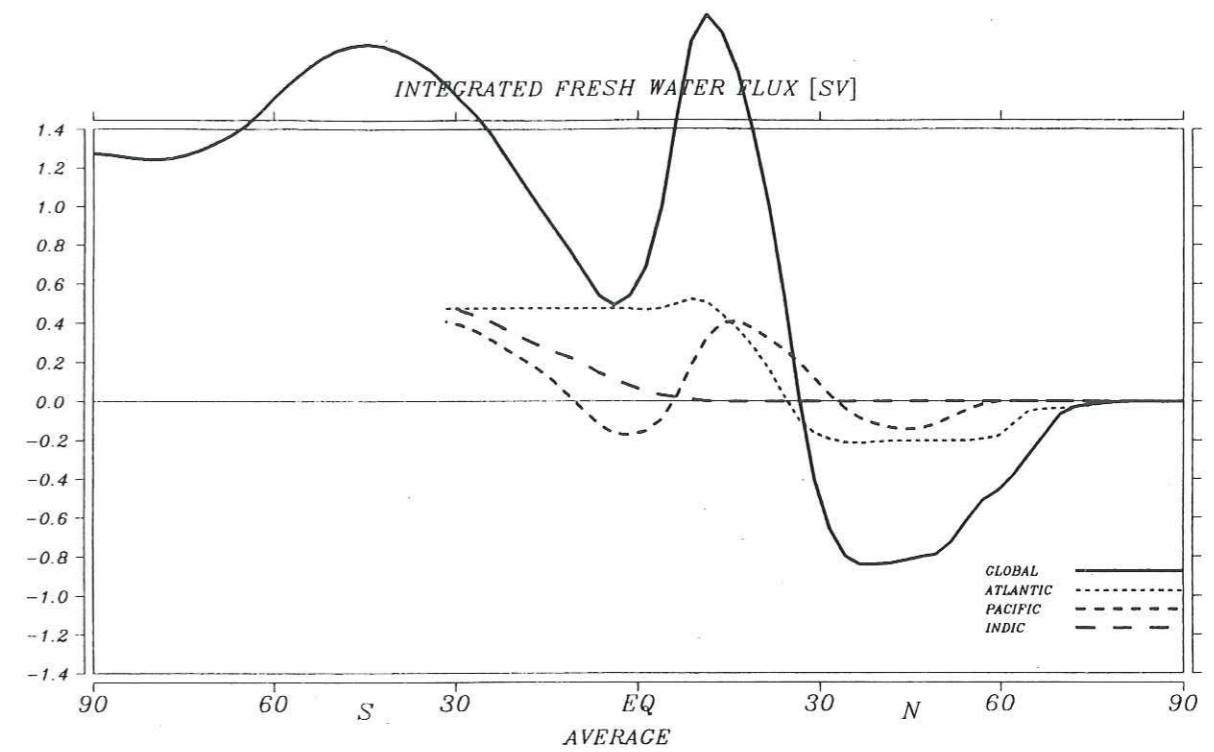




Simulations sur 10 ans

LSC\_72 : PTOPNIC

N= 12 T1: 1 /10 T2: 12/10

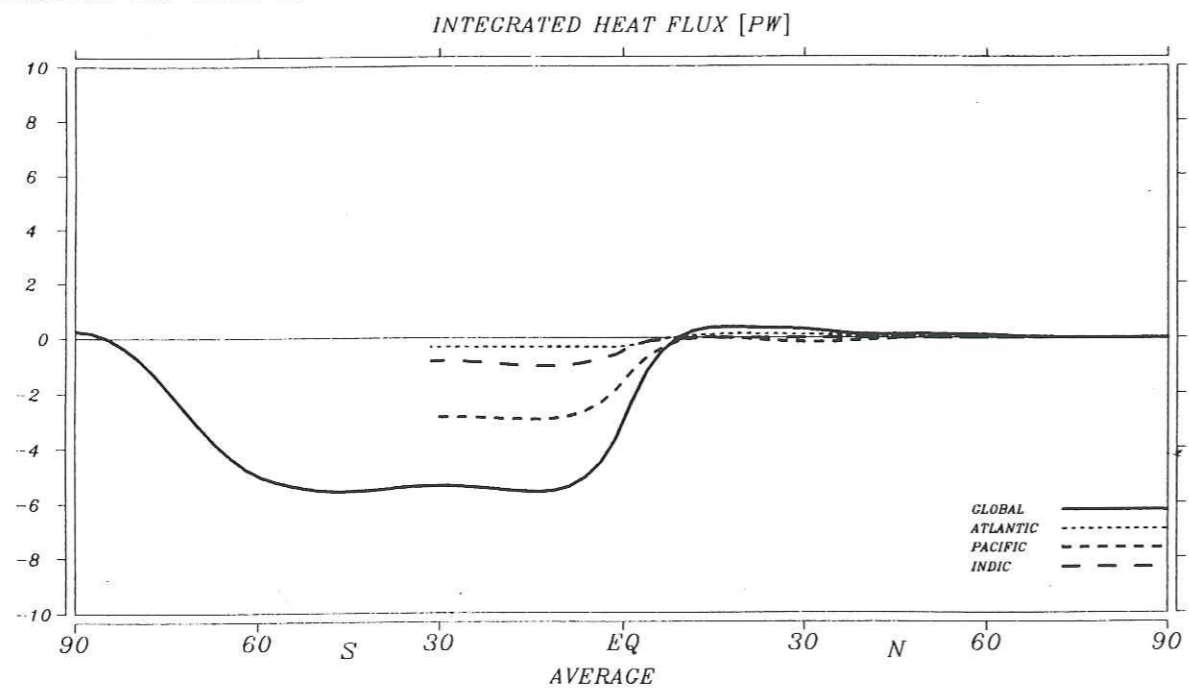


Simulations sur 10 ans

LSC\_72 : PTOPNIC

N= 12 T1: 1 /10 T2: 12/10

Simulations sur 1000 ans



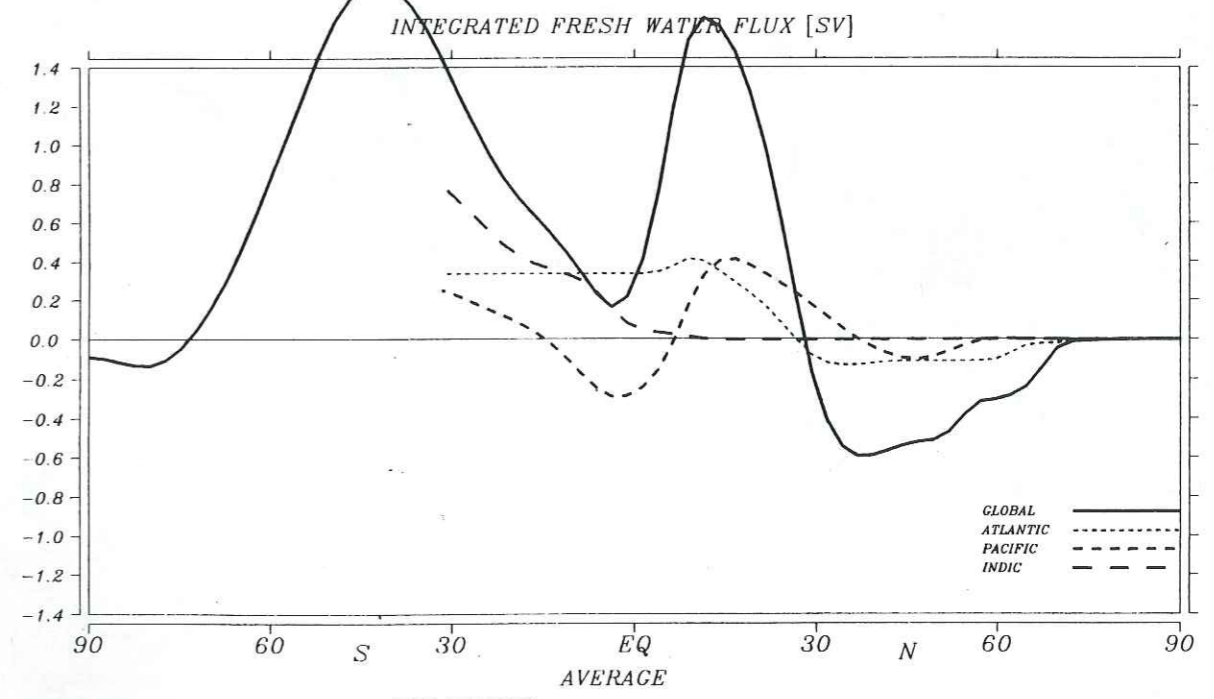
a)

PTOPNI 28/04/92 16:05:33

LATE JURASSIC

N= 12 T1: 1 /1000 T2: 12/1000

Simulations sur 1000 ans



b)

PTOPNI 28/04/92 16:05:33

LATE JURASSIC

N= 12 T1: 1 /1000 T2: 12/1000



Les résultats:

*4a. Les vitesses horizontales (Fig. 37):*

Il n'existe pas de changements fondamentaux entre la simulation sur 110 ans et la simulation sur 1 000 ans pour une profondeur de 25 m. En revanche, la simulation sur 1 000 ans montre une sérieuse organisation dans la Téthys centrale notamment sur la marge nord dans un sens est-ouest avant 3 000 m, avec de plus, un accroissement des vitesses. Le Pacifique se trouve également totalement modifié avec une baisse très franche des vitesses de circulation pour la zone située au nord de 30°S. Dans cet essai, les masses d'eau circulant sur le seuil méditerranéen sont, comme pour les essais précédents, totalement désorganisées. Jusqu'à 2 000 m, les courants ont une direction est-ouest sur la marge nord et ouest-est sur la marge sud de la Téthys centrale.

A 3 000 m la tendance semble s'inverser. Le seuil méditerranéen se situant à des profondeurs de 1 000 à 2 000 m, il est normal de constater que les courants à 2 000 et 3 000 m viennent buter sur le seuil. A 2 000 m, les masses d'eau y effectuent une rotation antihoraire (est-ouest sur la bordure nord et ouest-est sur la bordure sud). Par contre, la profondeur augmentant, à 3 000 m le goulet se rétrécit et les circulations présentent la particularité de s'effectuer d'est en ouest qu'il s'agisse de la marge sud et de la marge nord. La rotation ne peut s'effectuer. Ceci pourra entraîner d'intenses et rapides remontées des masses d'eau à l'entrée du seuil méditerranéen. L'étroit chenal marin existant entre l'ensemble africano-américain et l'antarctique est le siège de circulations faibles s'effectuant du sud-ouest vers le nord-est (25 m) pour gagner la Téthys centrale. Le sillon océanique séparant l'Arabie de l'Inde est plus profond et les circulations à 1 000 et 2 000 m s'effectuent dans le sens opposé, à partir de la Téthys centrale.

*4b. Les vitesses verticales (Fig. 38):*

A 25 m, la ceinture équatoriale du Pacifique représente la zone où les remontées verticales sont les plus intenses. Le seuil méditerranéen représente pour cette tranche d'eau une zone calme où les valeurs des vitesses verticales s'échelonnent entre  $-1.10^{-6}$  et  $1.10^{-6}$  m/s en général. Les valeurs négatives correspondent aux mouvements descendants et les valeurs positives aux mouvements ascensionnels. La Téthys atlantique, quant à elle, laisse voir deux zones totalement différentes:

le 1/3 nord-ouest (le long de la bordure nord-américaine) est caractérisé par des mouvements de masses d'eau descendants et lents ( $2$  à  $0.10^{-6}$  m/s),



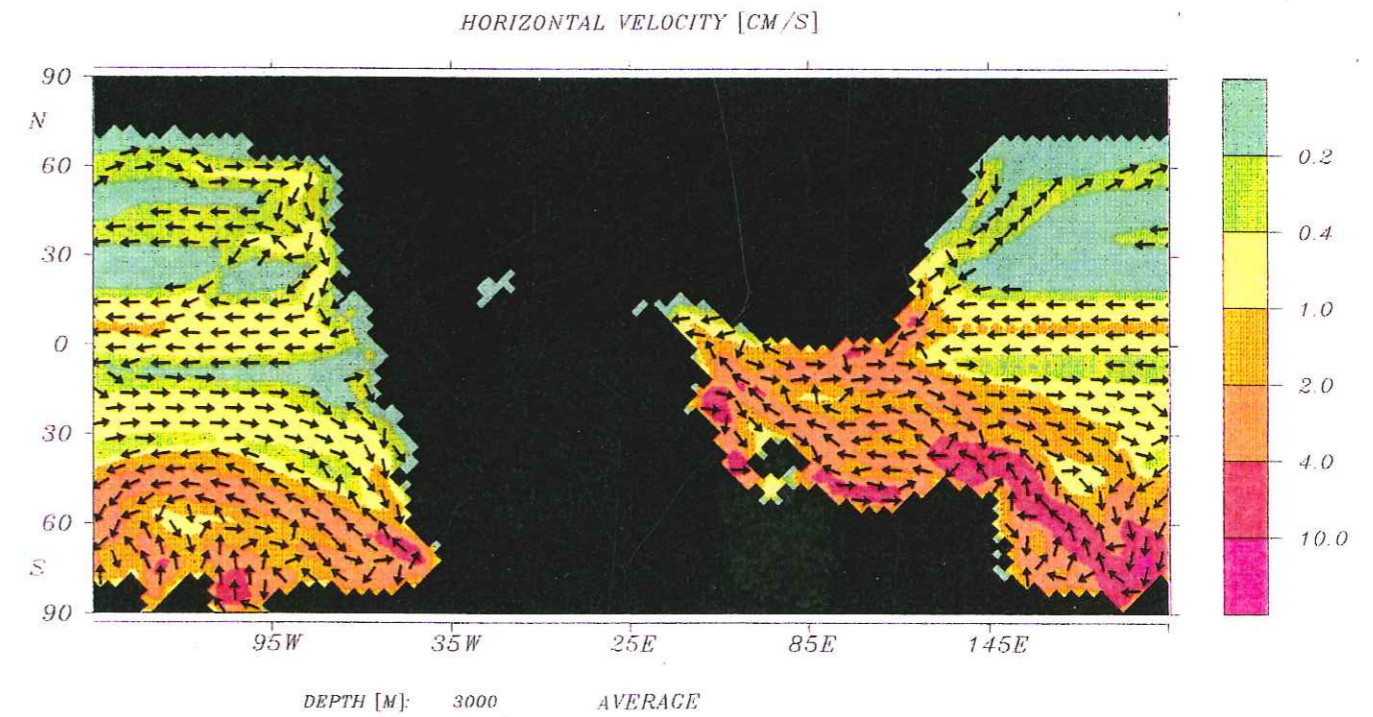
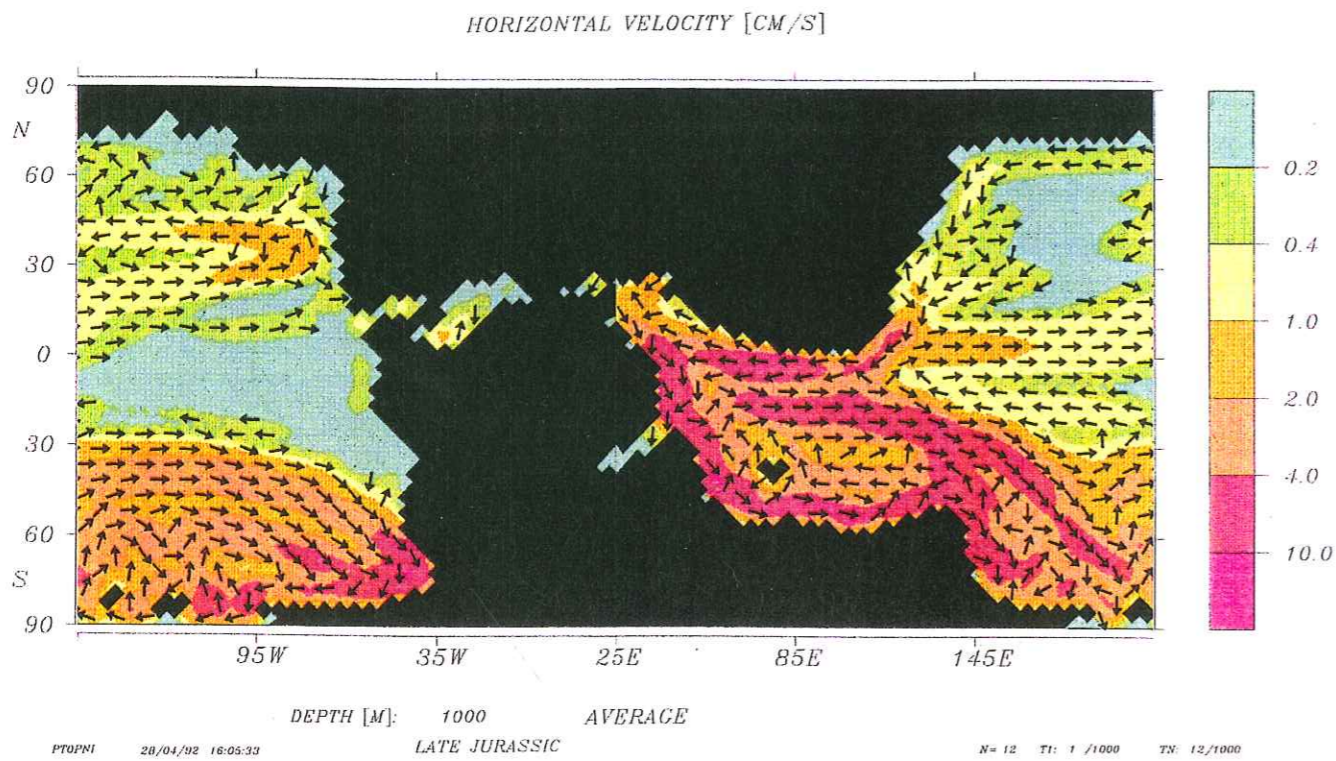
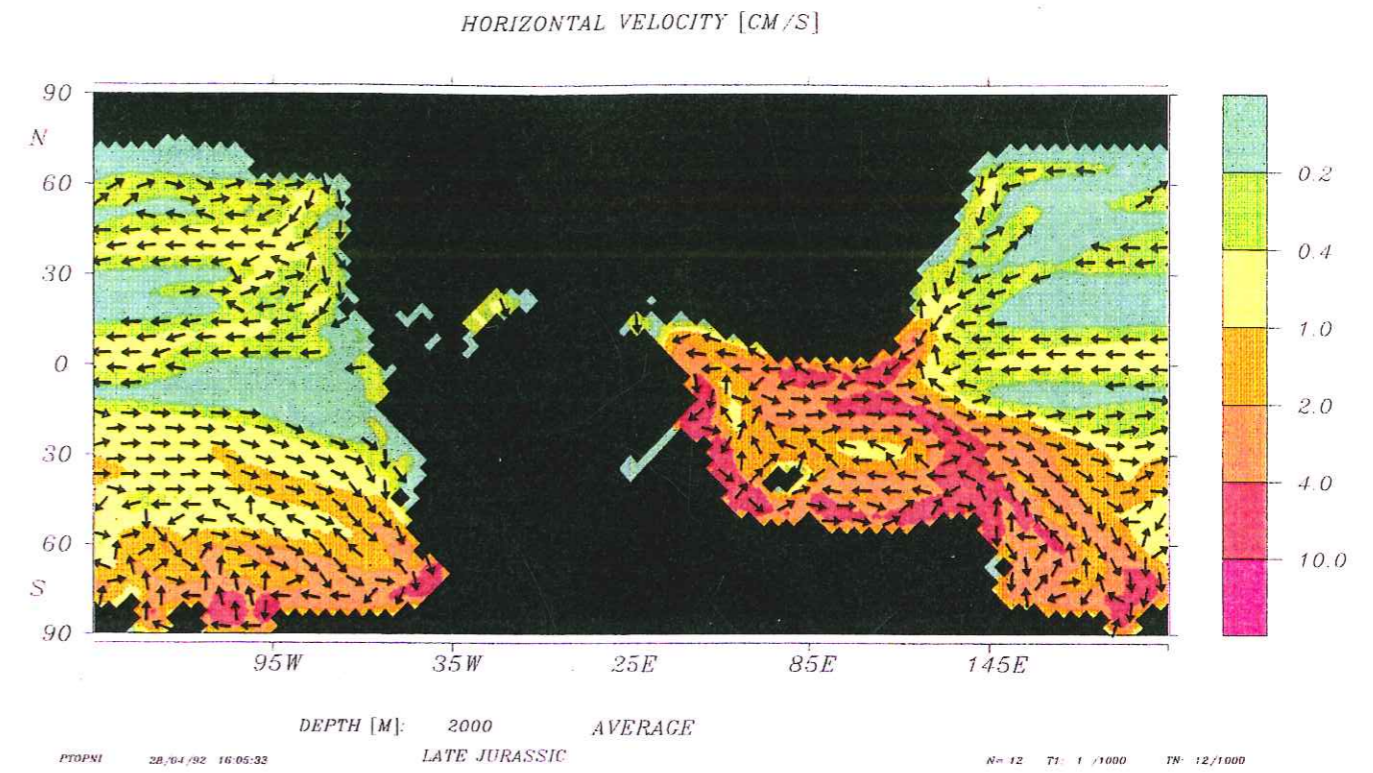
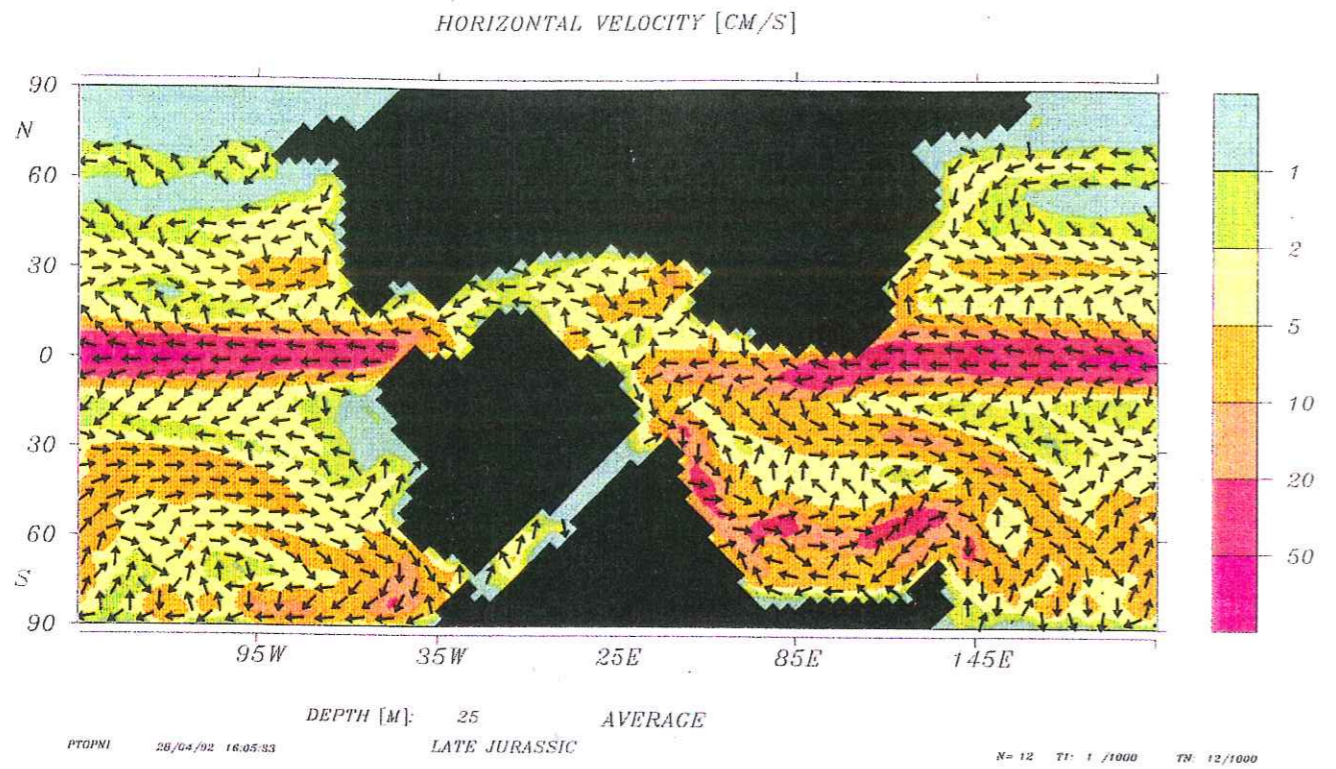


Fig. 37 : Variation des circulations océaniques avec la profondeur (25, 1 000, 2 000, 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans.



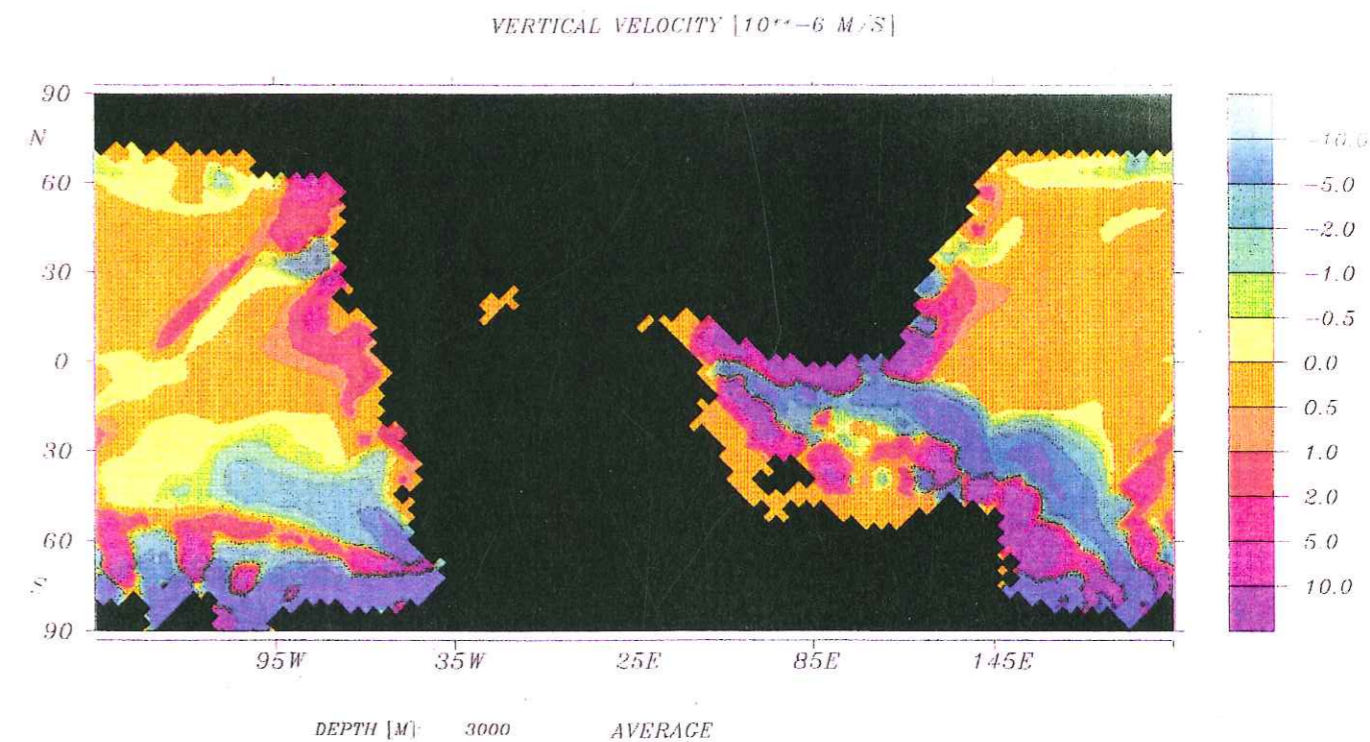
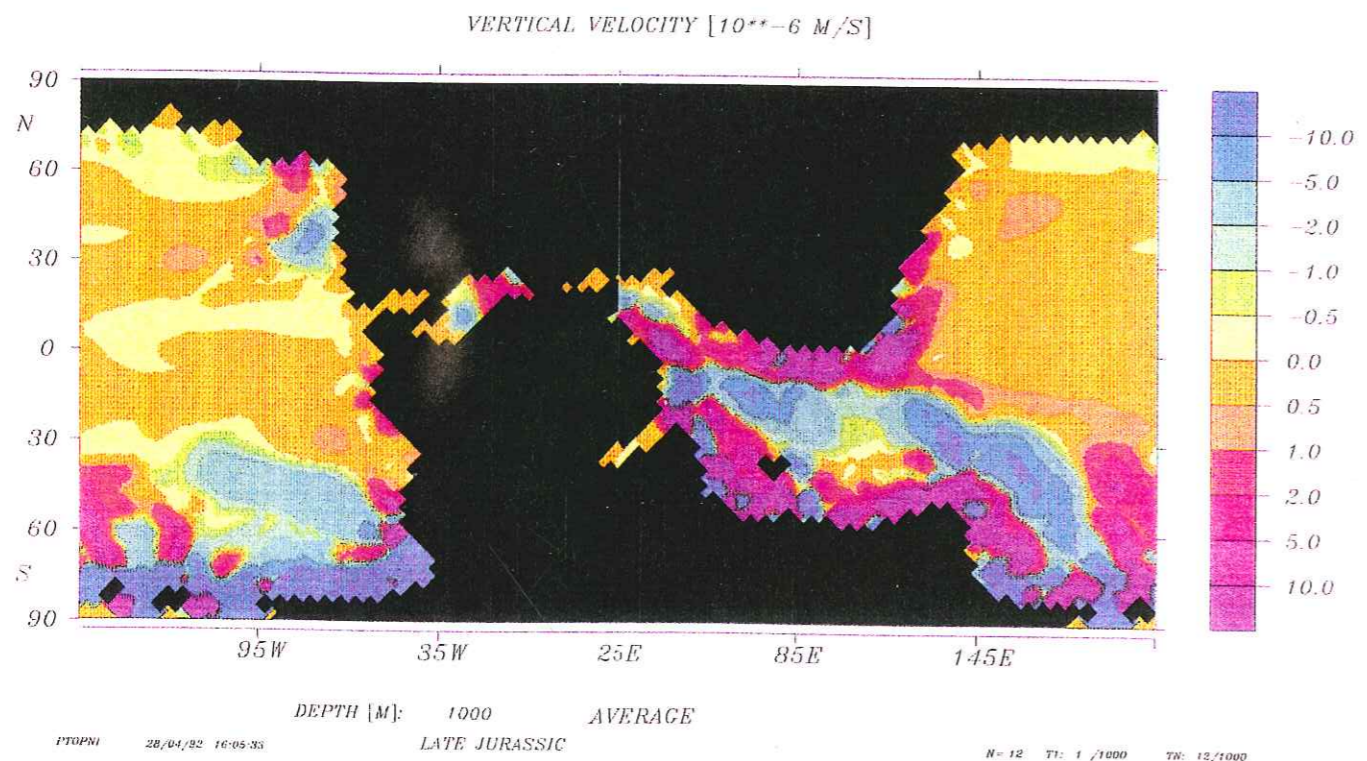
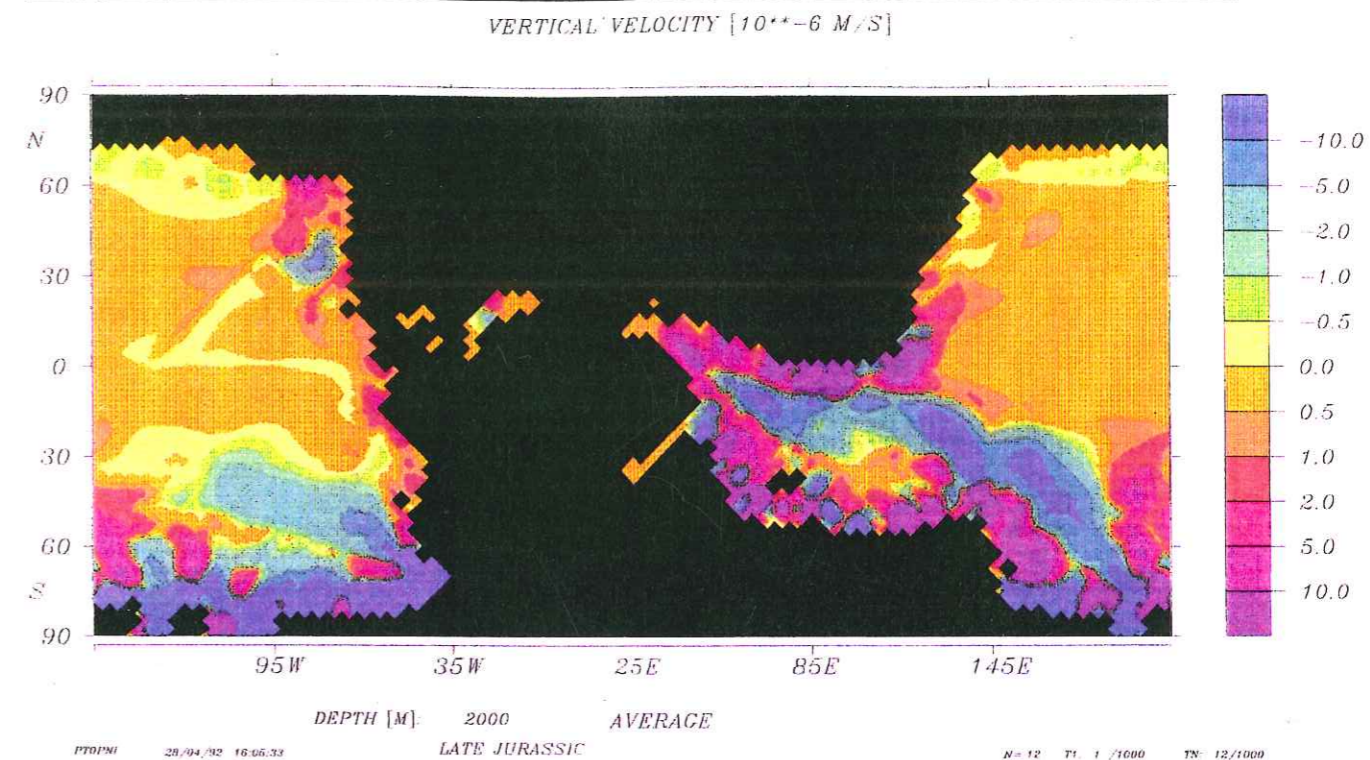
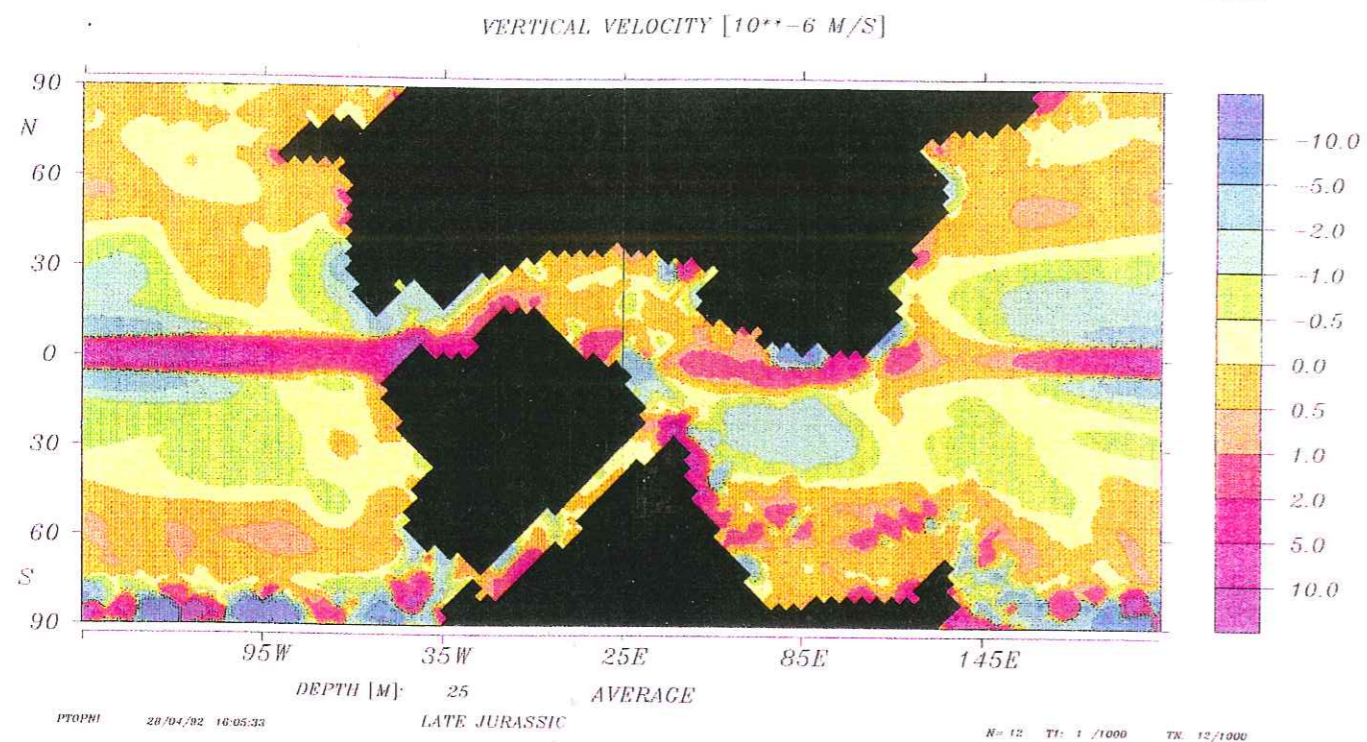


Fig. 38 : Variation des circulations verticales avec la profondeur (25, 1 000, 2 000, 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans.



les 2/3 sud-est montrent des mouvements ascendants et également lents.

Cette tendance s'accroît sur le seuil Caraïbes où les valeurs sont alors plus contrastées ( $-10.10^{-6}$  à  $10.10^{-6}$  m/s). Les courants de la Téthys centrale sont très diversifiés. On notera cependant une forte tendance aux remontées rapides sur la bordure nord et au niveau de la bordure nord de l'Inde et, par contre, des mouvements descendants lents le long de la marge arabe. Nous observons ici une bonne adéquation entre les zones sous l'influence d'upwellings et les plates-formes carbonatées.

A 1 000 m, la ceinture équatoriale pacifique a disparu. Les circulations verticales rapides se concentrent dans la partie sud du globe. Schématiquement, tout le pourtour de la Téthys centrale se trouve soumis à des courants ascendants rapides (souvent supérieurs à  $10.10^{-6}$  m/s). La Téthys atlantique montre à cette profondeur une zonation non plus longitudinale mais transversale avec de forts courants ascendants dans sa partie nord et des mouvements descendants, également forts, dans sa partie sud.

Le dispositif à 2 000 m est le même que celui observé à 1 000 m. Si la Téthys atlantique est marquée par la même zonation transversale, les vitesses sont à 2 000 m très nettement plus faibles que celles des courants circulant dans la tranche d'eau supérieure (1 000 m). Il est vrai que le domaine océanique est ici très étroit.

A 3 000 m, on observe encore une fois le même schéma général avec en outre deux phénomènes importants:

1. toute la bordure sud de la Téthys centrale est désormais soumise à des courants ascendants de très faible vitesse
2. la Téthys atlantique n'est sujette qu'à des mouvements ascendants faibles.

#### 4c. Les zones d'upwelling

Que peut-on déduire de ces observations en matière de zones d'upwelling ?

Si, pour la Téthys atlantique par exemple, nous ne gardons que les zones où nous avons des courants ascendants pour chaque tranche d'eau (Fig. 39), on constate que seul le 1/4 nord-est de ce domaine océanique, c'est à dire la bordure nord-ouest de l'Afrique est sujet à des upwellings. On peut donc dire que ce secteur est une zone d'upwellings. Cette conclusion doit être examinée avec prudence car de telles interprétations ne tiennent compte que de quelques mailles de la grille ( $4^{\circ} \times 4^{\circ}$ ) substituée au globe pour le modèle. Ces interprétations sont plus assurées pour de larges surfaces comme il en existe dans le Pacifique. Il s'agit ici d'hypothèses sur l'existence de zone d'upwellings qui pourront servir pour caler plus précisément le modèle. Rappelons que sur la carte du Tithonique supérieur la nature des

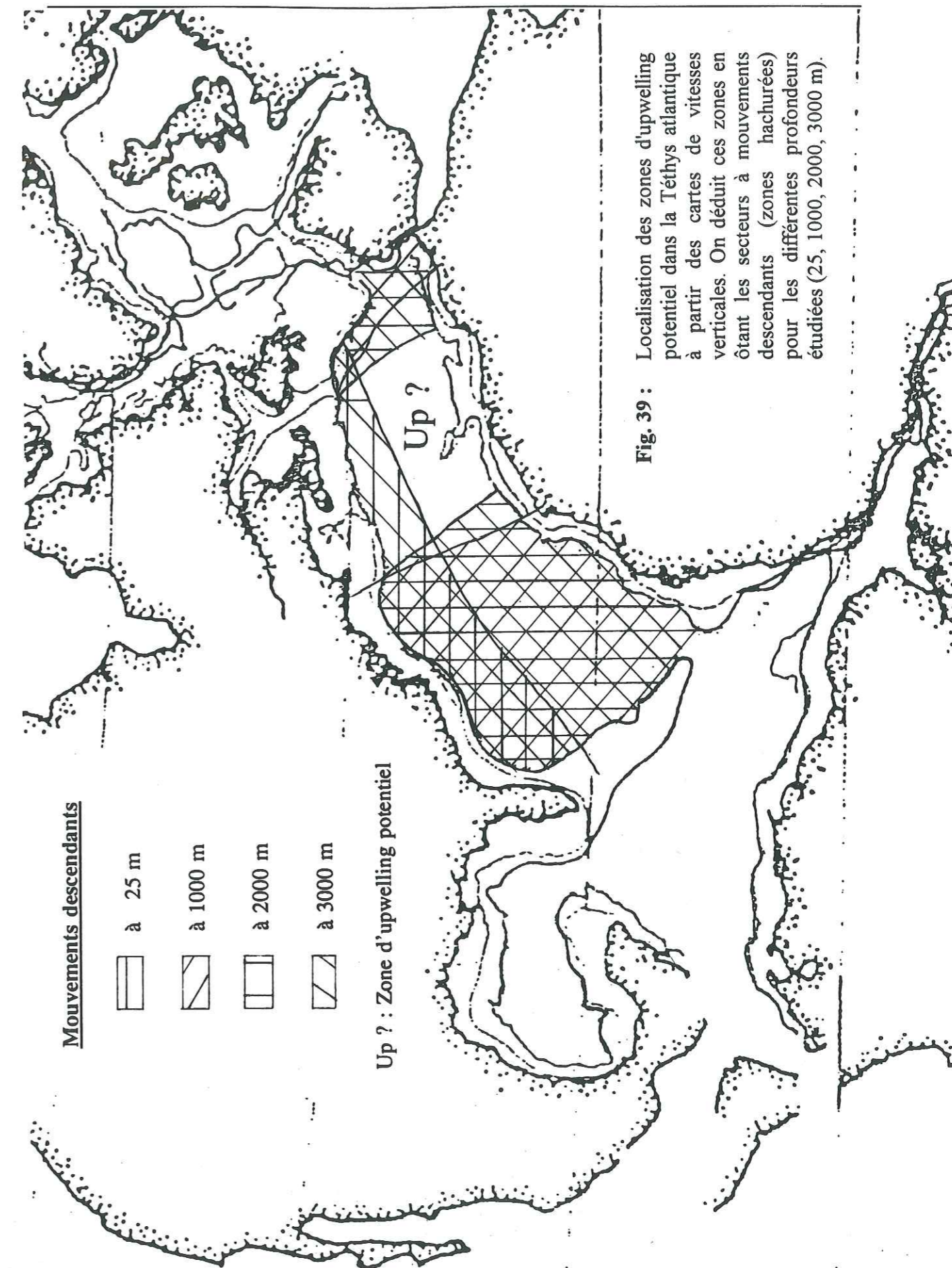


Fig. 39 : Localisation des zones d'upwelling potentiel dans la Téthys atlantique à partir des cartes de vitesses verticales. On déduit ces zones en ôtant les secteurs à mouvements descendants (zones hachurées) pour les différentes profondeurs étudiées (25, 1000, 2000, 3000 m).



terrains à l'affleurement laissait présager de l'existence d'une zone d'upwellings dans cette région de la Téthys atlantique (voir Fourcade *et al.*, 1991).

5. Les résultats annexes

Le modèle LSG de Hambourg permet de déterminer de nombreux autres paramètres parmi lesquels:

5a. Les circulations méridionales ("Meridional circulations") (Fig. 40)

Il s'agit de déterminer les débits des courants océaniques sur une coupe de chaque segment océanique (dans notre exemple, il s'agit des débits moyens observés à chaque latitude pour les bassins océaniques principaux), selon un méridien. L'unité correspond à  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$  (notée SV pour Sverdrup). Sur les figures, les valeurs négatives représentent les mouvements des masses d'eau dans le sens anti-horaire et les valeurs positives des mouvements horaires.

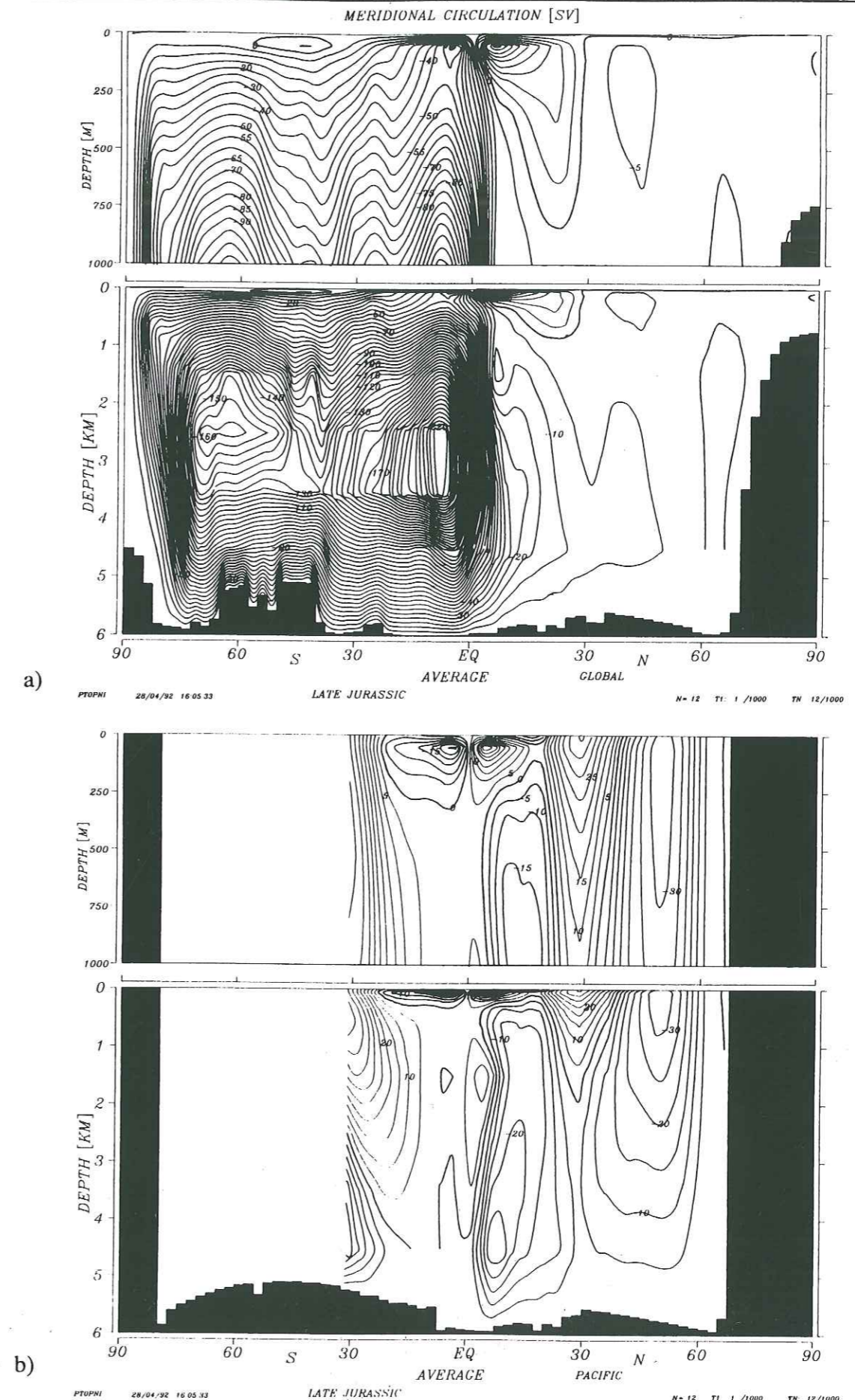
L'analyse des circulations méridionales de l'océan global précise la lecture des cartes de vitesses verticales: l'essentiel des brassages de masses d'eau a lieu dans la partie sud du globe. La Téthys centrale marquée par sa relative étroitesse par rapport au Pacifique et surtout par sa morphologie en entonnoir, est également le siège d'une activité très importante avec des débits considérables de 220 SV à 3 000 m. La Téthys atlantique, au contraire, montre une faible activité mettant en jeu des débits peu importants. Ceci doit vraisemblablement être attribué au fait que la Téthys atlantique est alors une mer relativement fermée. Le Pacifique, par sa surface, permet des débits faibles (30 SV au maximum).

La Téthys centrale représente une zone de "passage obligé" des masses d'eau mondiales et est le siège de l'activité la plus importante des circulations océaniques globales.

On met donc en relation la topographie et ses répercussions sur les circulations océaniques.

5b. Les débits moyens ("Streamfunction") (Fig. 41)

La carte des débits moyens calculés sur l'ensemble de l'océan mondial met en évidence l'intense activité dans la Téthys centrale jusqu'au seuil méditerranéen, qui, comme nous l'avons vu précédemment, ne fait l'objet que de circulations à faibles débits.





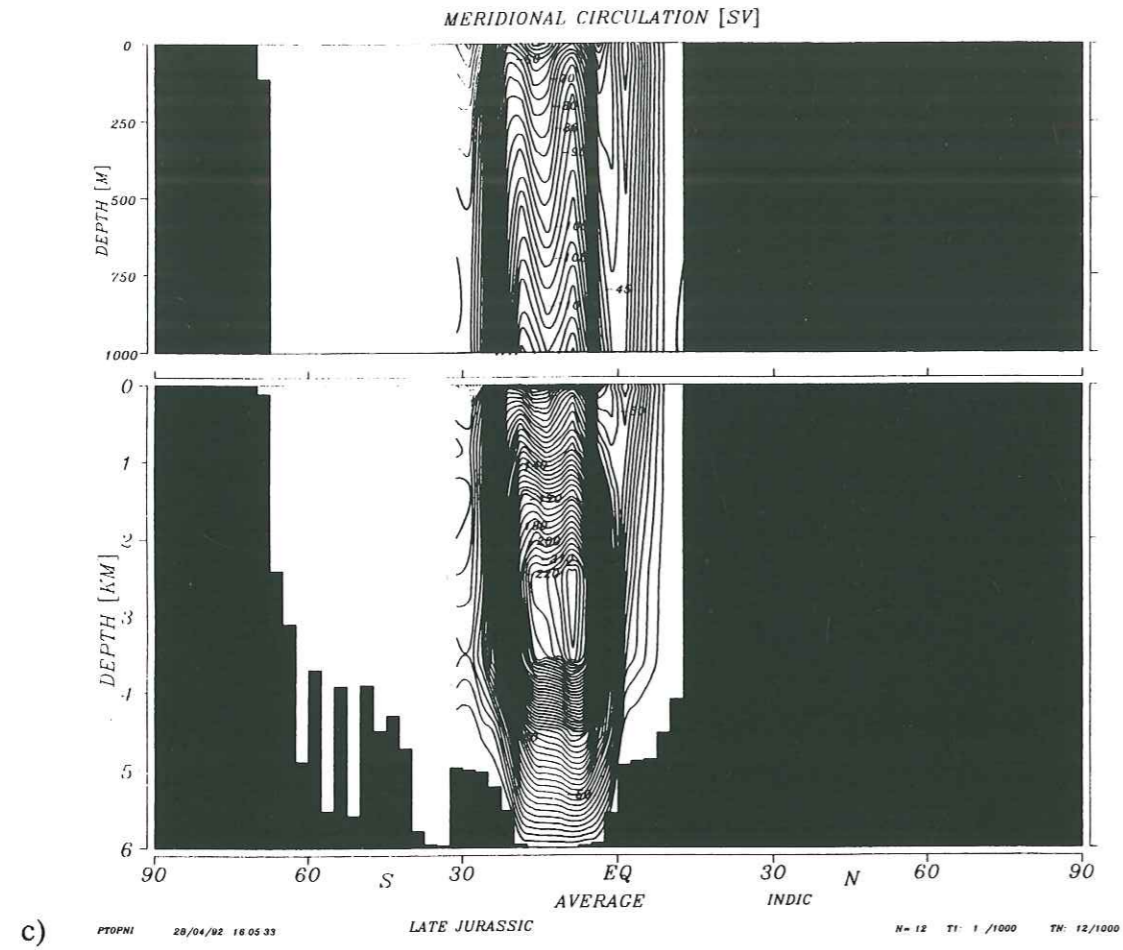


Fig. 40 : Les circulations méridionales pour ; a) une moyenne sur l'océan global, b) la Panthalassa et c) l'Océan Indien.

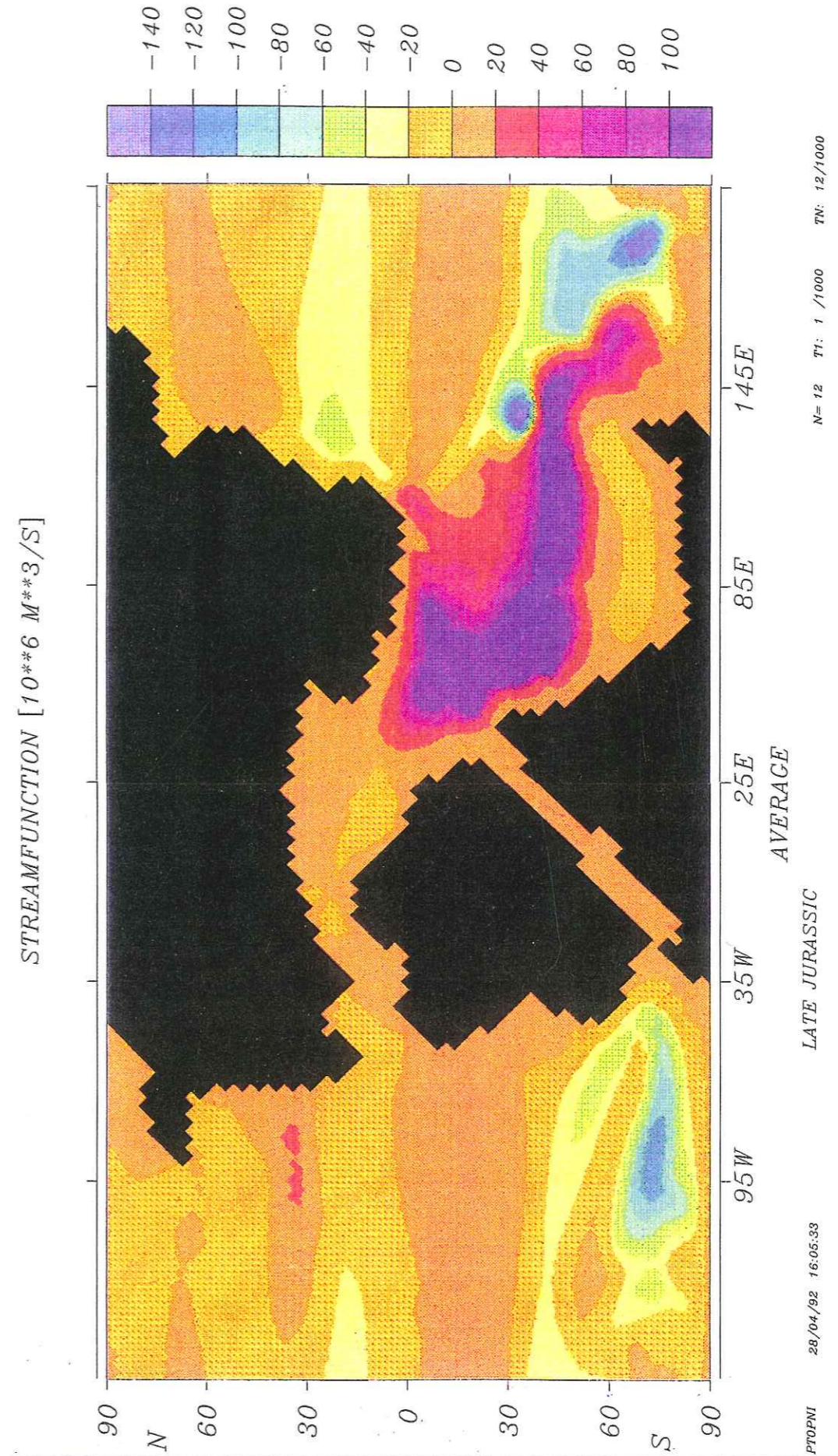


Fig. 41 : Les débits moyens sur l'ensemble du globe ("Streamfunction").



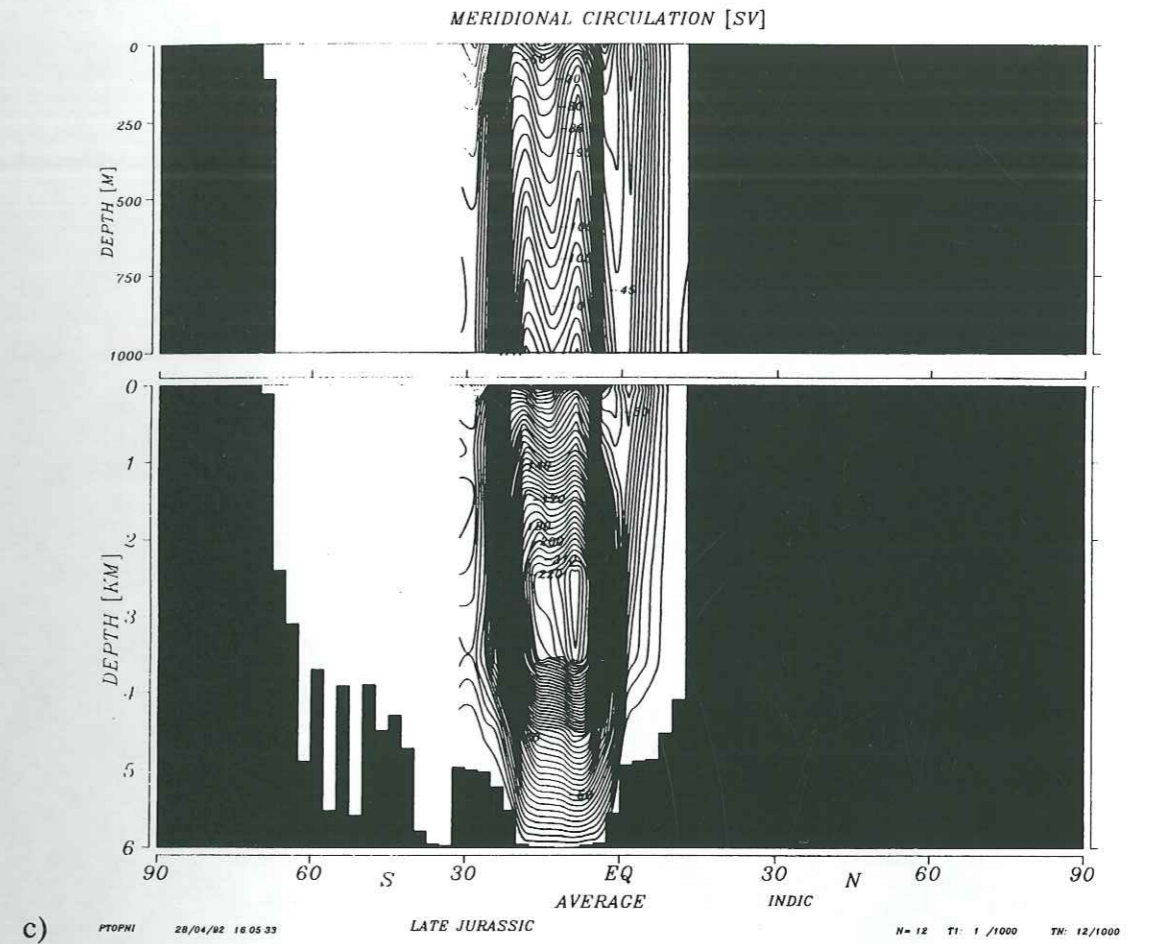
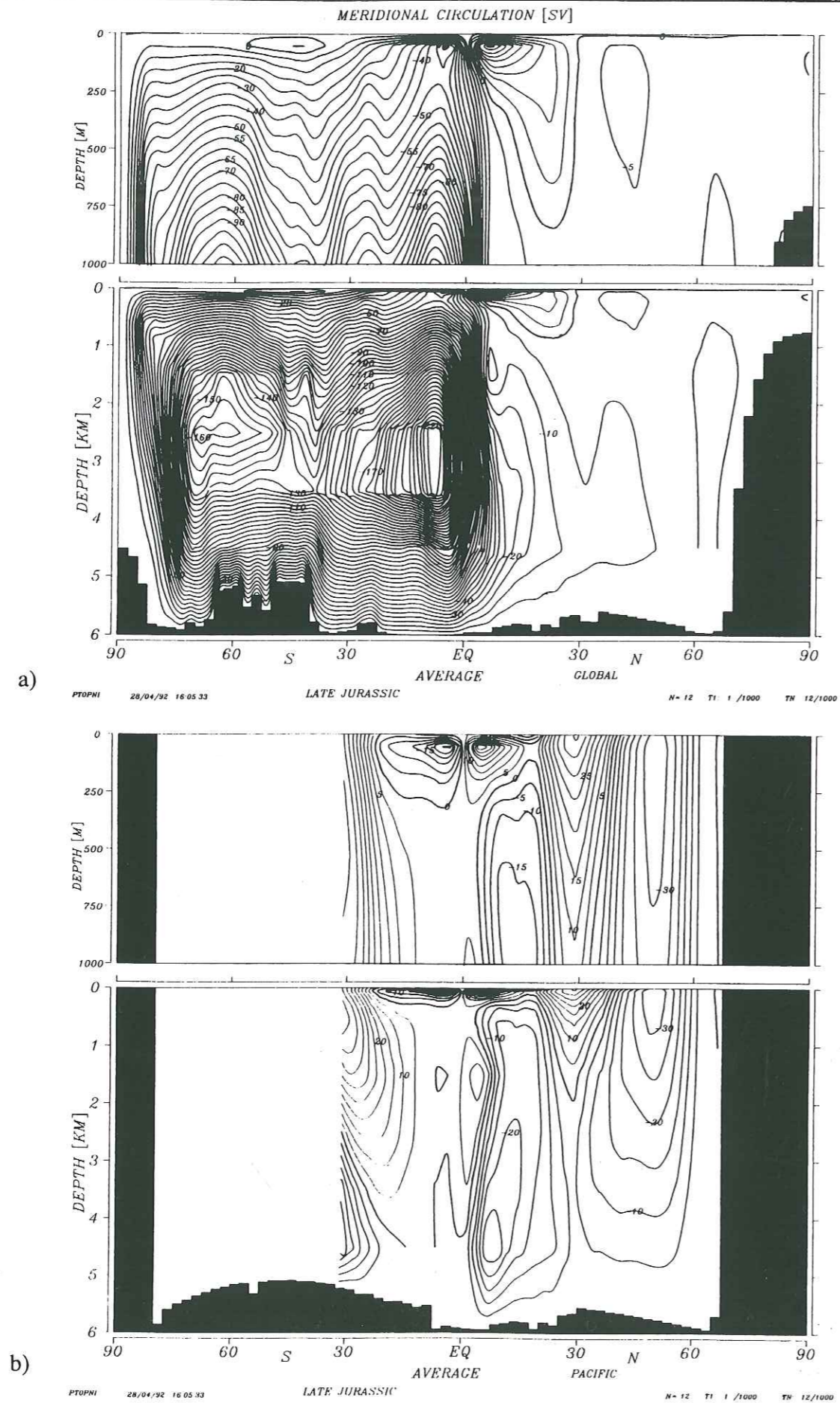


Fig. 40 : Les circulations méridionales pour ; a) une moyenne sur l'océan global, b) la Panthalassa et c) l'Océan Indien.



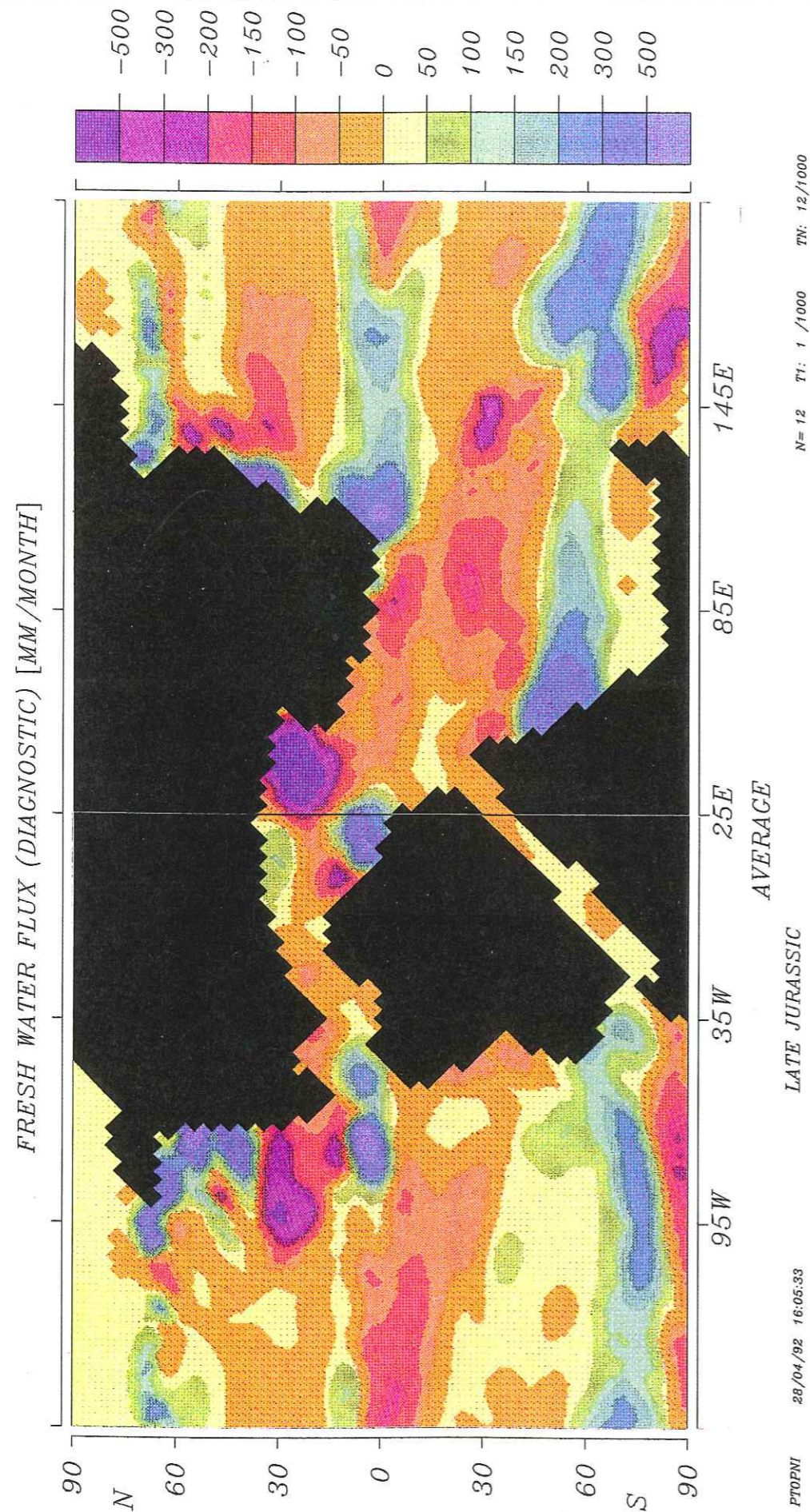


Fig. 42 : Les bilans d'eaux douces ("Fresh Water Flux")

5c. Les autres résultats

c1. Les bilans d'eaux douces ("Fresh Water Flux") (Fig. 42)

Le modèle permet également de déterminer les bilans d'eau douce sur la surface des domaines marins du globe. Il s'agit du bilan Précipitations-Evaporation exprimé en mm/mois (le pas de calcul du modèle est le mois). Ce bilan peut s'avérer intéressant pour caler le modèle avec les données géologiques.

c2. La salinité moyenne peut être déterminée à plusieurs profondeurs.

c3. La température potentielle à différentes profondeurs.

6. Prospectives et perspectives

La perspective de réaliser un modèle climatique au Jurassique terminal est exaltante par ses implications sédimentologiques et faunistiques. Lors des nombreuses discussions que j'ai eues avec E. Maier-Reimer (concepteur du modèle) et M. Lautenschlager (responsable du fonctionnement du modèle) pendant la préparation des paramètres à injecter dans le modèle, il est apparu que les salinités, les températures et la topographie sont d'importance primordiale. Parallèlement aux diverses concertations pour la paramétrisation du modèle, nous procédons donc à un nouvel essai plus court à mettre en oeuvre et vraisemblablement plus proche des conditions climatiques qui régnaient au Jurassique terminal.

6a. Les salinités

Les salinités que nous avons reconstituées à partir de l'analyse des faciès du Jurassique supérieur semblent créer des gradients trop importants (0,5 à 36,5 ; 36,5 à 100 ; 25 à 36,5 g/l) qui entraineraient un mauvais fonctionnement du programme et créeraient des aberrations climatiques qui ne seraient que des artéfacts et ne correspondraient en rien à des phénomènes climatiques réels.

L'option est donc choisie de supprimer les valeurs extrêmes (0,5 , 25 , 100 g/l) en fixant la valeur maximale à 39 g/l et la valeur minimale à 32 g/l. Les physiciens du MPI se réfèrent à l'Atlas Climatologique de l'Océan Mondial et soulignent qu'actuellement aucune salinité ne dépasse 37 g/l. Ces valeurs sont significatives à l'échelle de l'océan téthysien tout entier mais éronnées à l'échelle de chaque bassin individuel. Si comme le suggèrent Epstein et Mayeda (1953, in Hallam 1975), une augmentation de 5 g/l des salinités correspond à une augmentation de la température de 5°C, il convient d'élever de 7 à 10 g/l les salinités pour



le Jurassique. Cependant, les physiciens consultés considèrent qu'une telle augmentation n'est pas raisonnable.

#### 6b. Les températures

De même, les physiciens considèrent qu'il est impossible d'augmenter les températures de surface jusqu'à des valeurs supérieures à 30°C (la température maximum actuelle étant observée au nord-est de l'Australie est de 29,5°C). Des valeurs excédant 30°C entraînent des conditions climatiques extrêmes, intolérables à la surface du globe actuel (ouragan permanent...).

On intégrera donc dans le modèle une variation moyenne des températures de 10° et un gradient des températures pôle/équateur de 26° C (de l'ordre de 22°C au Jurassique contre 42°C aujourd'hui en raison de l'existence des calottes polaires). Les valeurs de la température sont fixées à 30°C maximum. La température minimale aux pôles a pour valeur +1,5°C, interdisant ainsi toute glaciation et rendant de ce fait les corrélations avec le Tithonique supérieur plus vraisemblables (Hallam, 1975, Frakes, 1979).

#### 6c. La topographie

La topographie utilisée est celle reconstituée dans le cadre de ce mémoire pour le Jurassique terminal. Par contre, le choix a été pris d'ouvrir plus largement le passage étroit et peu profond existant au Jurassique supérieur entre le Pacifique sud-est et la Téthys centrale. Une ouverture plus large entraînerait des phénomènes courantologiques particuliers.

#### 6d. Les autres paramètres

. Une moyenne zonale des vents et des salinités identique à celle régnant actuellement, ce Le choix a été pris d'ouvrir plus largement le passage étroit et peu profond existant au qui n'est pas sans fondement, puisque la carte des salinités préparée dans ce mémoire est basée de toute façon sur l'actualisme,

Il s'avère que la constitution des fichiers de données et la détermination des conditions aux limites par approches successives nécessiterait un temps tellement important qu'il n'est pas envisageable dans l'état actuel, et dans le temps qui nous a été donné, de réaliser un tel essai.

#### 6e. Les résultats (Fig. 43)

Cinq niveaux de profondeurs seront ici étudiés: 25, 1 000, 2 000, 3 000 et 5 000 m. Cependant, la résolution 4° par 4° du modèle utilisé ne permet pas de rendre compte de la profondeur de la zone de subduction sud-laurasienne (de largeur inférieure à la résolution).

. A 25 m, comme pour les essais précédents, on observe une grande structuration des circulations dans le Pacifique et dans le domaine de la Téthys centrale. On note la présence d'une ceinture équatoriale où les circulations sont très rapides, orientées est-ouest et longent la marge sud de la Laurasie. A la jonction Téthys centrale/seuil méditerranéen, une partie des masses d'eau franchit le seuil. Dans l'autre partie, les courants ont tendance à effectuer une rotation anti-horaire pour repartir d'ouest en est sur la bordure nord du Gondwana. Le seuil méditerranéen montre une désorganisation des circulations, tout comme dans la Téthys atlantique, même si l'on peut y repérer une tendance ouest-est sur la bordure nord-ouest et une direction préférentielle est-ouest le long de la marge africaine.

. A 1 000 m, la ceinture équatoriale a disparu. Les circulations les plus rapides s'effectuent sur la bordure nord du Gondwana, le long de la marge arabe et au nord de l'Inde. La rotation anti-horaire observée à 25 m, toujours présente, n'est plus aussi nette, notamment le long des marges du sud-est asiatique. Les circulations sur le seuil méditerranéen sont très faibles du fait de la profondeur moyenne réduite de ce secteur. Les circulations dans la Téthys atlantique sont plus homogènes qu'à 25 m et s'effectuent d'est en ouest.

. A 2 000 m, la rotation anti-horaire observée pour les profondeurs précédentes est encore moins marquée car les masses d'eau viennent buter sur le seuil méditerranéen sans le franchir.

. A 3 000 m, le blocage au niveau du seuil méditerranéen, déjà ressenti à 2 000 m, est très net. Les circulations s'effectuent pratiquement sur toute la Téthys centrale et orientale d'est en ouest. Les masses d'eau provenant des très hautes latitudes des deux hémisphères (eaux froides ?) arrivent dans la Téthys centrale et orientale.

. A 5 000 m (Fig. 44), les masses d'eau proviennent des hautes latitudes à des vitesses très élevées. A la différence des niveaux précédents, la rotation que l'on observe s'effectue dans le sens horaire (Est-ouest sur la bordure sud de la Téthys centrale et orientale et ouest-est sur sa bordure nord). Il est fort probable que des phénomènes particuliers se développent à



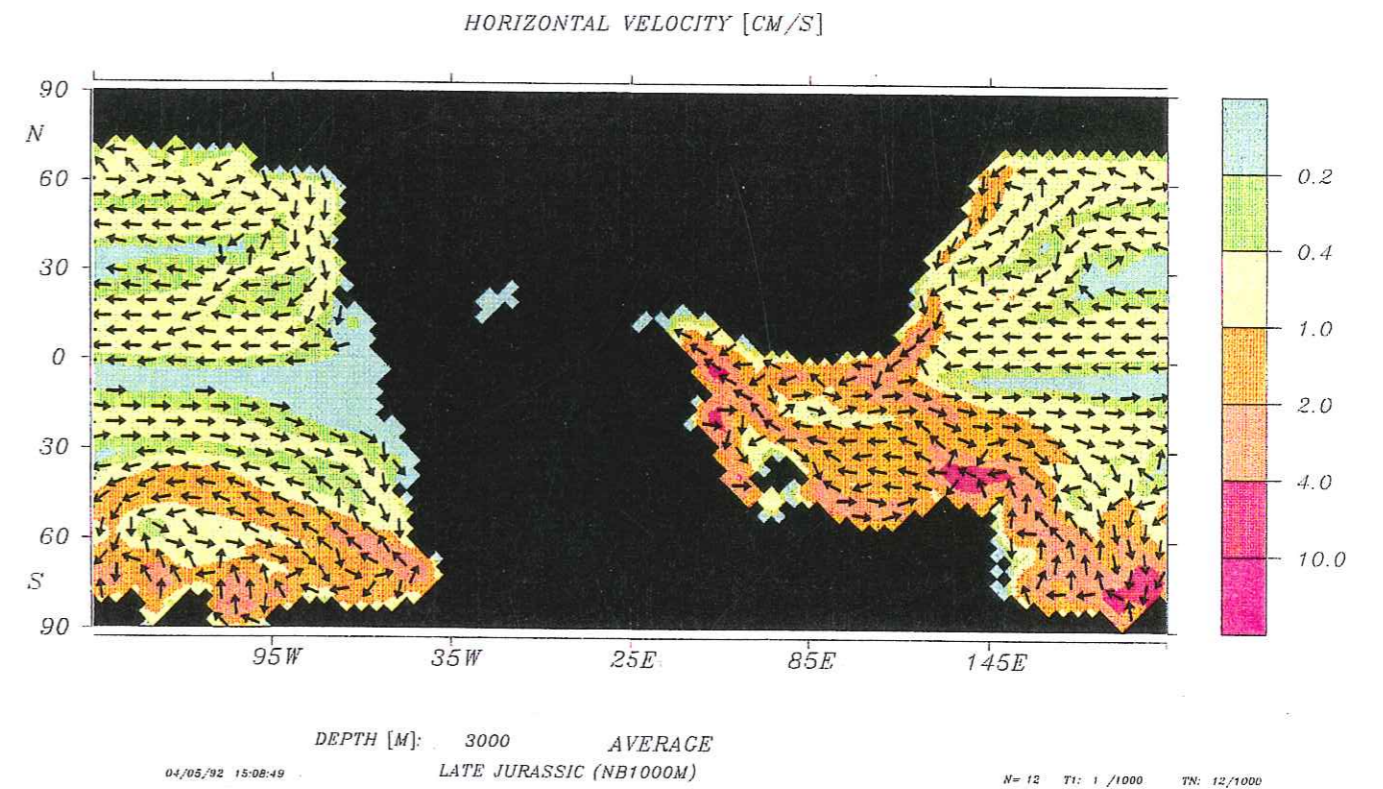
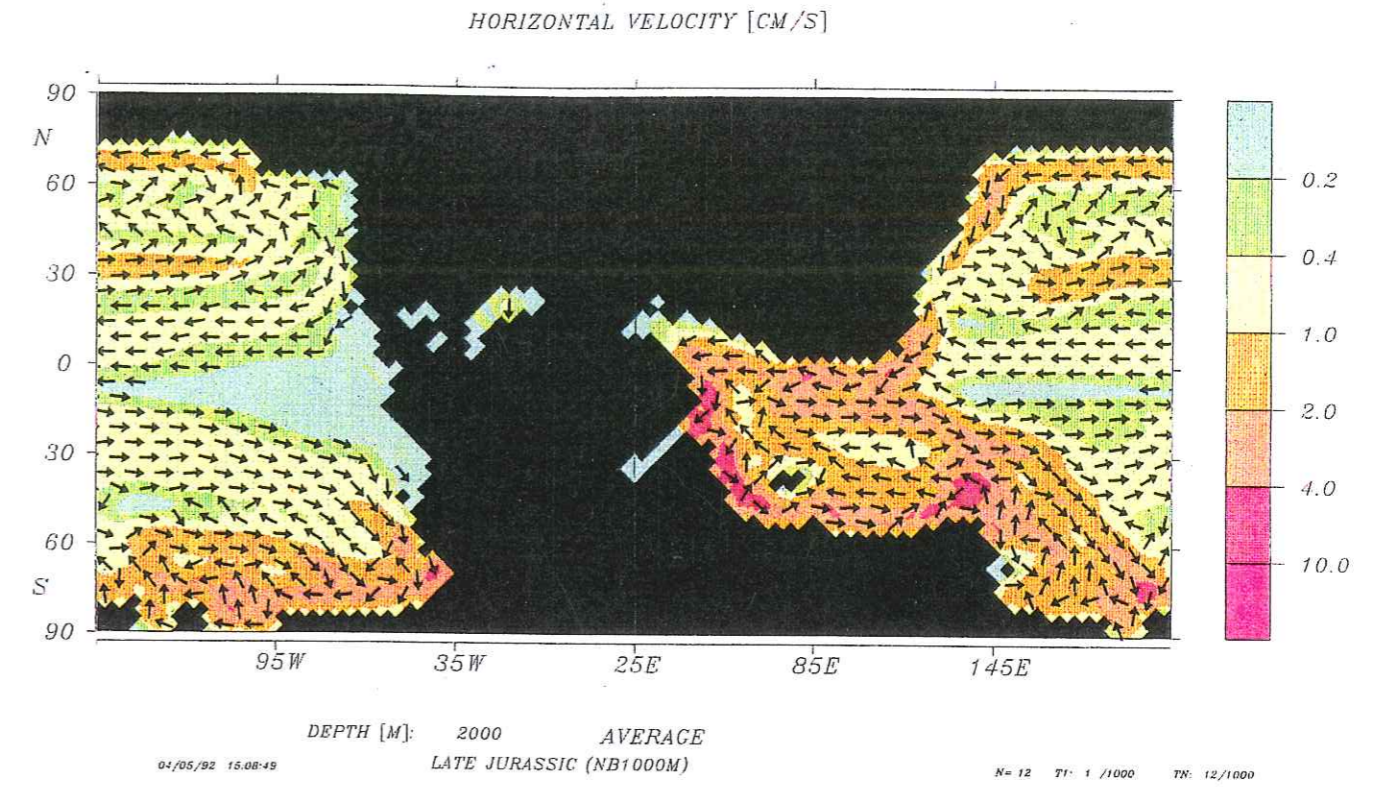
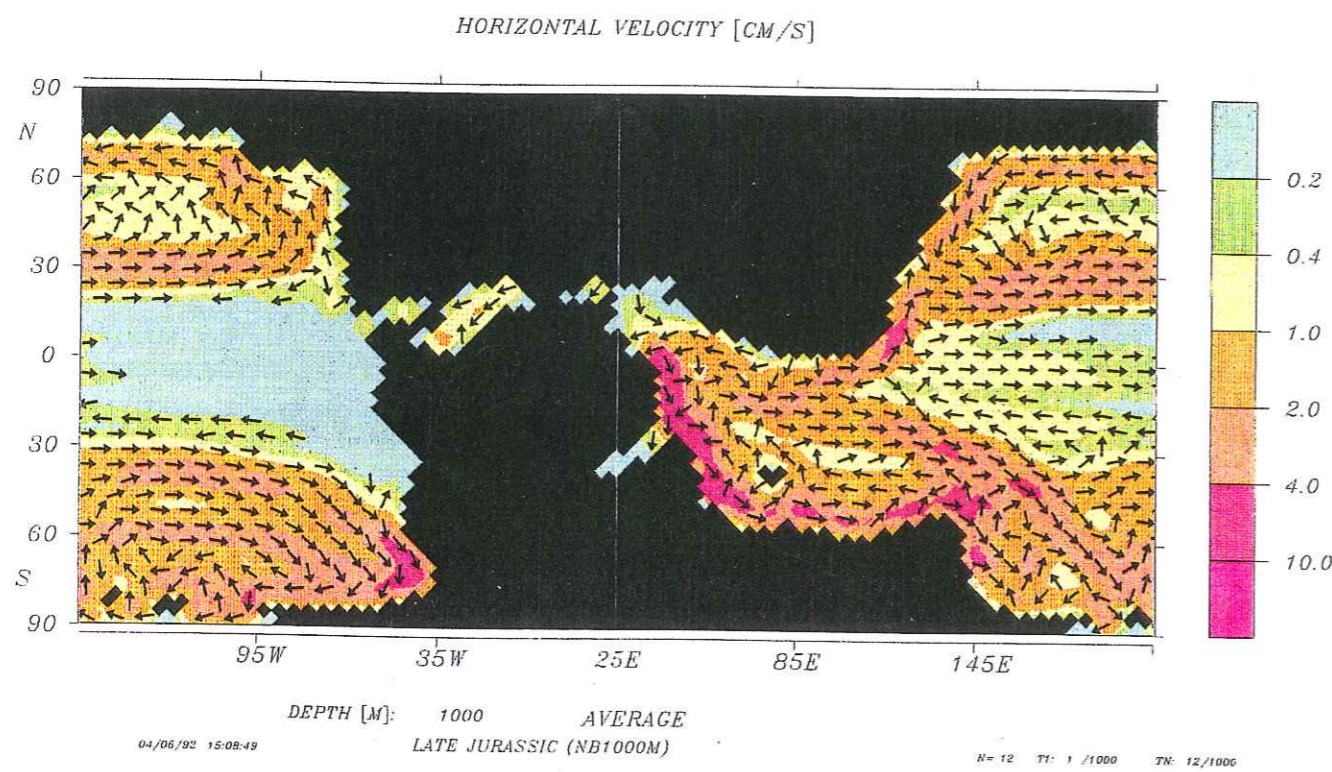
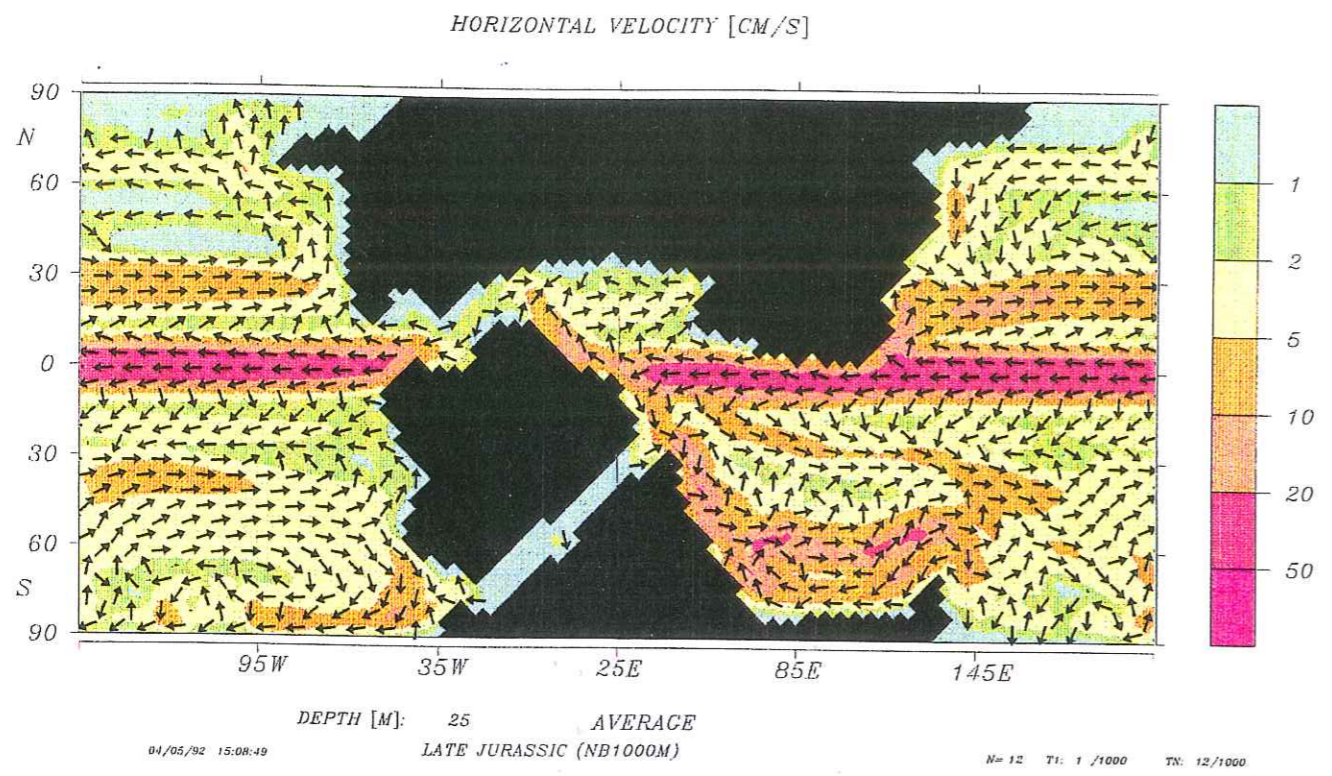


Fig. 43 : Variation des circulations océaniques avec la profondeur (25, 1 000, 2 000, 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans (gradient des températures : 26 °C).



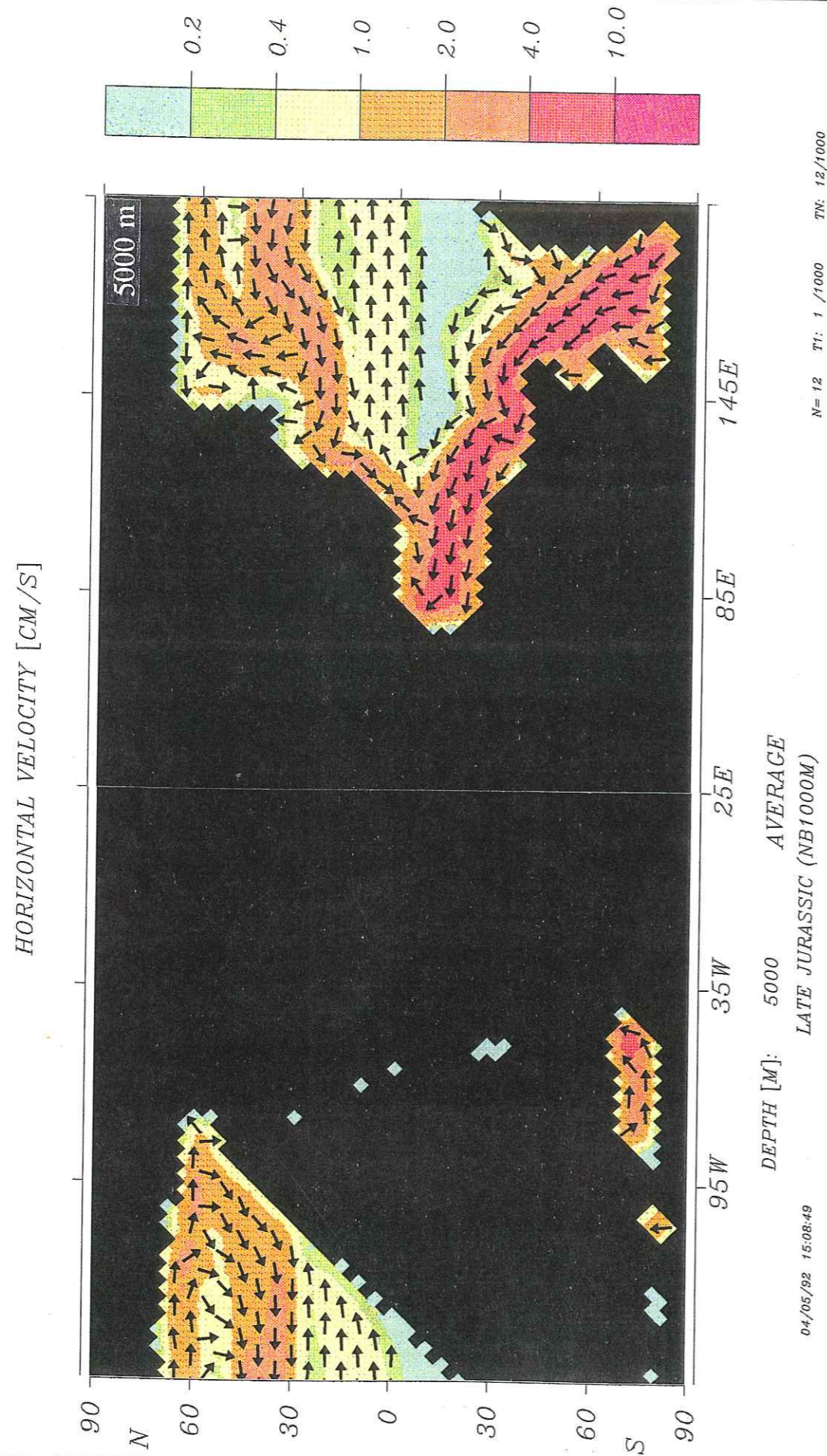


Fig. 44 : Les circulations océaniques à la profondeur de 5 000 m. Simulations sur 1 000 ans (gradient des températures : 26 °C).

ce niveau car le retour des masses d'eau vers le Pacifique est beaucoup plus lent et s'effectue sur une zone très étroite par rapport aux arrivées massives. Cette configuration (équivalant à une perte de charge ?) doit générer des remontées très importantes des masses d'eau.

#### 6f. Les grandes tendances

Cet essai permet de mettre en évidence des grandes tendances sur les circulations de l'océan au Jurassique terminal:

- . les circulations océaniques ont une direction est-ouest sur la bordure nord de la Téthys centrale et orientale et ouest-est sur la bordure sud où les vitesses sont plus élevées,
- . les blocages observés à diverses profondeurs au niveau du passage Téthys centrale/Seuil méditerranéen met en évidence l'importance de la topographie et donc des reconstitutions paléobathymétriques,
- . la rotation anti-horaire (ou horaire à 5 000 m) peut permettre de comprendre la répartition des faunes.

#### 7. Conclusion

Il s'agit dans ces essais, de résultats très préliminaires. Il sera nécessaire de manipuler les données sur un temps de simulation de 3 000 ans, afin d'arriver à l'équilibre atmosphère/océan. Cependant, le dernier essai, basé sur des conditions de température plus proches de celles supposées exister au Jurassique terminal, donne une idée de l'océan global et des circulations dans le domaine téthysien à cette époque. Nous devons par ailleurs, affiner les conditions aux limites afin de rendre le modèle plus réaliste. Il s'agissait, dans le cadre de cette thèse, de tester la faisabilité de telles expérimentations, sachant que le MPI n'avait jamais testé son modèle pour des périodes aussi lointaines. Par ailleurs, ce modèle expérimental de circulation océanique actuelle, permet de tester la réaction du programme à la variation d'un ou de quelques paramètres au maximum. Pour les reconstitutions des circulations océaniques au Jurassique supérieur que nous avons envisagées, il faudrait alors modifier tous les paramètres connus des circulations actuelles, depuis la topographie jusqu'aux conditions climatiques. Il importe de répondre à des questions comme la valeur de la rotation de la Terre au Jurassique terminal? elle devait être de 5 % environ supérieure à l'actuel (environ 380 jours par an, Lambeck, 1978, Scrutton, 1978). Ce paramètre joue en effet un rôle très important dans les



champs de forces régnant à la surface du globe.

La réalisation d'un modèle bien calé sur les conditions générales régnant au Jurassique terminal n'en reste pas moins envisageable. Le calage pourra s'effectuer notamment sur les zones où l'évaporation est intense (zones à évaporites), sur les zones d'upwelling connues, sur le caractère de la sédimentation (conditions de salinité/température)...

## Chapitre 7 : Conclusion générale



## Chapitre 7 : Conclusion générale

La méthode de reconstitution de la bathymétrie des domaines océaniques disparus permet d'obtenir une carte de la paléobathymétrie générale, approximative, à laquelle doivent se surimposer des phénomènes plus locaux comme la présence de deltas et d'arcs insulaires.

Il est évident que notre modèle bathymétrique ne prend pas en compte des caractères de faible surface comme les panaches (Açores, Islande) ou des soulèvements récents d'une croûte très âgée (Bermudes, Cap-vert). Lorsque de tels éléments auront été mis en évidence dans un bassin océanique aujourd'hui disparu, une modélisation bathymétrique plus précise pourra être proposée, mais aucun panache n'a à ce jour été décelé dans la Téthys aujourd'hui disparue.

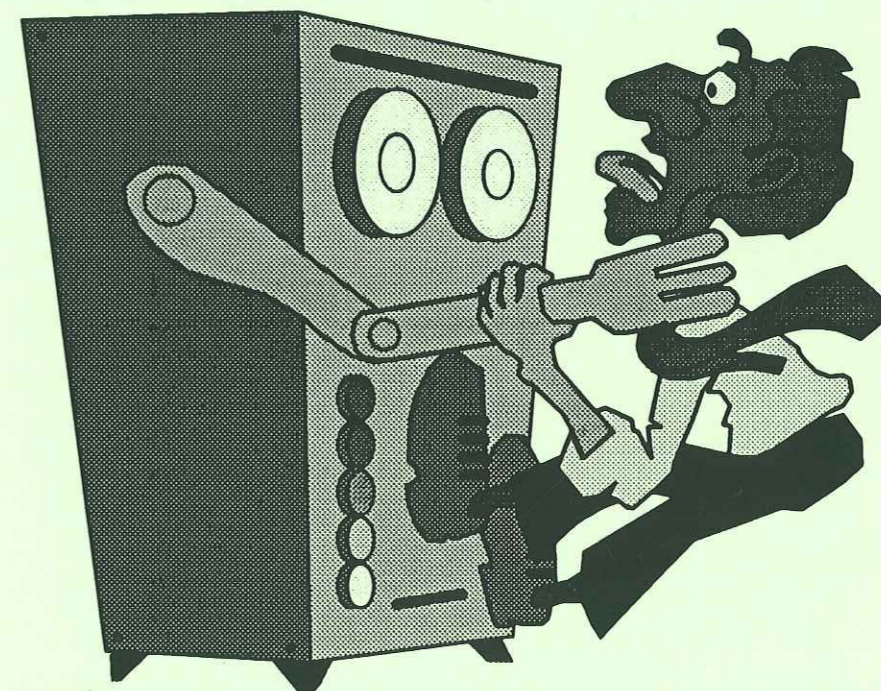
Ces cartes de prédiction de la bathymétrie de paléobassins à un âge déterminé que nous proposons sont une bonne estimation de premier ordre (erreur estimée à + ou - 150 m). Il s'agit, bien entendu, d'un modèle quantitatif et non qualitatif, mais le support cartographique engendré peut servir de base pour des études de la sédimentation et des courants.

Appliqué à la Téthys toute entière, cette méthode permettra de caractériser la morphologie du seuil Caraïbes et du seuil méditerranéen et les circulations entre les deux bassins océaniques qu'ils séparent.

On le voit, la topographie est un paramètre fondamental pour l'étude des circulations et les répercussions sédimentologiques et faunistiques (répartition des espèces...) qu'elles engendrent. Nous avons établi que toute modélisation des circulations et des répartitions des matières minérales implique une bonne connaissance du fond bathymétrique. Cependant, l'obtention des circulations océaniques au Jurassique supérieur passe également par la détermination des conditions climatiques globales régnant à cette époque.



# Deuxième Partie : Informatique





# Chapitre 1 : Introduction - Présentation du problème

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
38041 GRENOBLE CEDEX  
Tel: 04 76 88 44 44 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail: alalou@ujf-grenoble.fr



## Chapitre 1 : Introduction - Présentation du problème

Le problème majeur auquel se trouvent actuellement confrontés les géologues réside dans la réalisation de cartes qui puissent être aisément modifiables et évolutives. Ces cartes étaient jusqu'à présent, dans la plupart des cas, réalisées et modifiées à la main. Le plus souvent, des modifications importantes nécessitaient la reprise totale de la carte. L'outil informatique, par l'intermédiaire des logiciels de dessin assisté par ordinateur, facilite donc à la fois la réalisation et la modification des cartes qui deviennent ainsi des bases de données géologiques évolutives.

### 1. Les logiciels de dessin.

Ce paragraphe n'a pas pour but de dresser une liste exhaustive des logiciels de Dessin Assisté par Ordinateur (DAO) disponibles sur le marché ni de les présenter en détail. Il s'agit ici de décrire succinctement les logiciels utilisés dans une partie ou une autre de la réalisation de ce travail.

#### *1a. Le logiciel DOGS (Pafec)*

Il s'agit d'un logiciel de DAO dédié principalement aux applications de mécanique et de Conception Assistée par Ordinateur (architecture, bâtiment, ingénierie...). Il n'est pas à proprement parler un logiciel de cartographie. Il fonctionne sur ordinateur VAX sous système d'exploitation VMS, sur station de travail Apollo sous système d'exploitation Aegis et sur PC dans une version très limitée inutilisable pour les applications de cartographie.

#### *1b. Le logiciel SUPERMAP*

Le Logiciel SUPERMAP, destiné aux géographes et aux géologues, est distribué par le Massachusetts Institute of Technology mais a été très largement modifié par P. Huchon (ENS, Paris) en 1987, pour la version que nous avons utilisée, notamment pour les options de rotations.

Contrairement au logiciel DOGS, SUPERMAP est consacré, comme son nom l'indique, à l'établissement de cartes et en particulier de cartes géodynamiques. En effet, il offre entre autre la possibilité d'effectuer des rotations de certains secteurs de la carte, et de changer le système de projection utilisé. Il fonctionne sur station de travail Apollo exclusivement.



*1c. Le logiciel MicroStation*

Ce logiciel a été principalement développé pour la réalisation de cartes et de plans dans des domaines d'applications très variés (génie-civil, cartographie géographique ou géologique, gestion de voirie de réseaux ...). Il possède une interface avec la base de données standard sur PC: Dbase III<sup>+</sup>. Il est particulièrement adapté à nos besoins par son ouverture sur les bases de données et sur la troisième dimension. Le logiciel Microstation fonctionne sur station de travail sous système d'exploitation UNIX sur Macintosh et sur PC sous système d'exploitation Dos. C'est la version PC que nous avons utilisée.

**2. Les insuffisances de ces logiciels.**

D'une manière générale, aucun logiciel de base du commerce ne correspond exactement à ses propres besoins. Les logiciels de dessin, comme nous allons le voir, n'échappent pas à la règle. Ce paragraphe a pour but, de montrer les avantages et les inconvénients de chaque logiciel décrits dans le paragraphe précédent, et de justifier les choix effectués.

*2a. Le logiciel DOGS*

Comme on l'a vu précédemment, DOGS n'est pas spécialement adapté à la cartographie. C'est cependant un logiciel convivial et "ouvert", c'est à dire que l'on peut développer des fonctions propres à nos besoins. Mais leur réalisation s'avère lourde et fastidieuse. De plus, étant donné qu'il fonctionne sur station de travail ou sur gros ordinateur, et que la base de données que nous utilisons fonctionne sur PC, la liaison et l'interrogation de cette base à partir de DOGS pose d'énormes problèmes (ex: traduction des bases de données PC pour ordinateur VAX, transfert des données du PC vers le VAX, développement de fonctions récupérant les données dans un format lisible par DOGS...). Le transfert de données d'un type d'ordinateur vers un autre peut également entraîner des pertes de données.

J'ai effectué plusieurs essais de chaînes de réalisation de cartes à partir de DOGS, sachant que de toutes façons la mise en couleur s'effectue sur PC. La constitution d'une carte avec la méthodologie mettant en oeuvre le logiciel DOGS nécessitait:

- 1) la digitalisation et la finition (retouches diverses, fermeture des zones à colorier) de la carte à partir de DOGS,
- 2) la traduction du fichier obtenu en fichier IGES qui permet l'échange avec d'autres ordinateurs,
- 3) le transfert des données traduites en IGES du VAX vers le PC,
- 4) la récupération et la traduction du fichier IGES en fichier DOGS sur PC,

5) la traduction du fichier DOGS sur PC en fichier DXF (DXF est le standard d'échange entre logiciels de dessin sur PC),

6) la traduction du fichier au format DXF en fichier au format MicroStation à partir duquel on effectue la mise en couleur des cartes.

Les différents transferts entraînaient par ailleurs des pertes d'informations, notamment au niveau de la couleur des traits digitalisés à partir du logiciel DOGS. Les fichiers ainsi récupérés devaient donc être retravaillés avant d'être coloriés.

*2b. Le logiciel SUPERMAP*

SUPERMAP n'est pas à proprement parler un logiciel de cartographie assistée par ordinateur. Il permet la reconstitution de cartes géodynamiques à une époque donnée, dans une projection déterminée par l'utilisateur. Cependant, il ne permet pas de modifier l'affichage des contours digitalisés, d'"habiller" la carte avec des textes ou le hachurage de secteurs de la carte. Il ne possède pas d'interface avec une base de données ni de menus comme chez les autres logiciels de dessin: l'utilisateur doit entrer au clavier un mot qui correspond à l'opération qu'il souhaite effectuer. Ce n'est donc pas un logiciel convivial. Il est très lent à l'affichage bien qu'il fonctionne sur station de travail. Il n'est de toutes façons pas adapté aux tâches de modifications de l'affichage des contours, de structuration des cartes en calques superposés, d'habillage et de hachurage.

*2c. Le logiciel MicroStation*

Microstation est un logiciel particulièrement adapté à la cartographie traditionnelle. Il est très convivial. Comme DOGS, c'est un logiciel ouvert permettant une personnalisation du produit. Cette "ouverture" nous a permis de développer une nouvelle interface utilisateur du produit (nouveaux menus, nouvelles fonctions et commandes graphiques) adaptée à nos besoins (modification de l'affichage, structuration en calques superposés, liaison avec des bases de données, interrogation et visualisation du contenu de la base à partir du graphique). Donc, si MicroStation est le produit le plus adapté à ce dont nous avons besoin, il reste à améliorer dans ce sens.

Nous avons donc, pour toutes ces raisons, choisi le logiciel MicroStation pour la réalisation de ce travail.







## Chapitre 2 : Programmes développés

Les différents outils informatiques développés au cours de ce travail sont soit des programmes écrits en langage C, donc fonctionnant en dehors de l'environnement graphique, soit au contraire des fonctions venant augmenter le nombre de commandes graphiques du logiciel MicroStation. Ces développements concernent quatre classes de problèmes:

- 1) l'entrée des données,
- 2) la manipulation et la modification,
- 3) l'interrogation et la liaison avec la base de données,
- 4) le transfert des données vers d'autres logiciels, notamment pour les modélisations de surfaces en trois dimensions.

Les modes d'emploi correspondant aux programmes créés pour ce travail sont donnés en annexes.

### 1. L'entrée des données:

La saisie des données dans l'éditeur graphique MicroStation doit pouvoir s'effectuer de deux façons différentes: soit par l'importation de données existantes, soit par la création de nouveaux fichiers à partir du logiciel MicroStation. Ce logiciel ne permet pas la récupération de fichiers constitués selon plusieurs formats: seule la récupération des fichiers au format DXF (format du standard AUTOCAD sur PC qui est un autre logiciel de dessin) est possible. Il m'a donc été nécessaire de créer des programmes permettant l'importation de fichiers texte (ASCII). La création de nouveaux fichiers a également nécessité le développement de plusieurs fonctions permettant la structuration des cartes selon des normes imposées par le service de cartographie du BEICIP.

#### *1a. La récupération de fichiers existants (Annexe A)*

Certaines cartes, comme celles du SE asiatique (Rangin et al 1990), avaient été préalablement digitalisées à l'aide du logiciel SUPERMAP qui fonctionne sur Apollo et sous système d'exploitation Aegis. Afin de les utiliser avec MicroStation sur PC, j'ai écrit un programme qui traduit dans un premier temps le fichier ASCII Aegis en fichier ASCII Dos, puis, transforme le fichier Dos obtenu en un fichier dessin MicroStation (DGN), ce programme, que j'ai appelé SMAP\_MS (signifiant: "passage SuperMAP à MicroStation"), est une passerelle pour ces fichiers entre les deux types d'ordinateurs. Il a été utilisé pour la réalisation des 8 cartes du SE asiatique du programme TETHYS, digitalisées bloc par bloc



(Fig. 45): Chaque bloc ou microbloc représente un fragment de plaque considéré comme indéformable. Ces cartes ont été publiées par la Société Géologique de France (Rangin et al, 1990).

### 1b. La création de nouveaux fichiers (Annexe B)

Les cartes paléoenvironnementales de la Téthys n'avaient, quant à elles, fait l'objet d'aucune digitalisation. J'ai donc développé un ensemble de programmes écrits en C, de fonctions appelées dans l'environnement graphique MicroStation et de menus personnalisés, que j'ai regroupés sous le nom de DIGITAL.

DIGITAL permet la création de l'étude proprement dite, c'est à dire la préparation de l'environnement propre à chaque carte (ex: les unités), et facilite la digitalisation de cartes paléoenvironnementales aux normes imposées par le service de reproduction cartographique du BEICIP (Fig. 46). Complétant ceux offerts par le logiciel MicroStation, il propose divers menus:

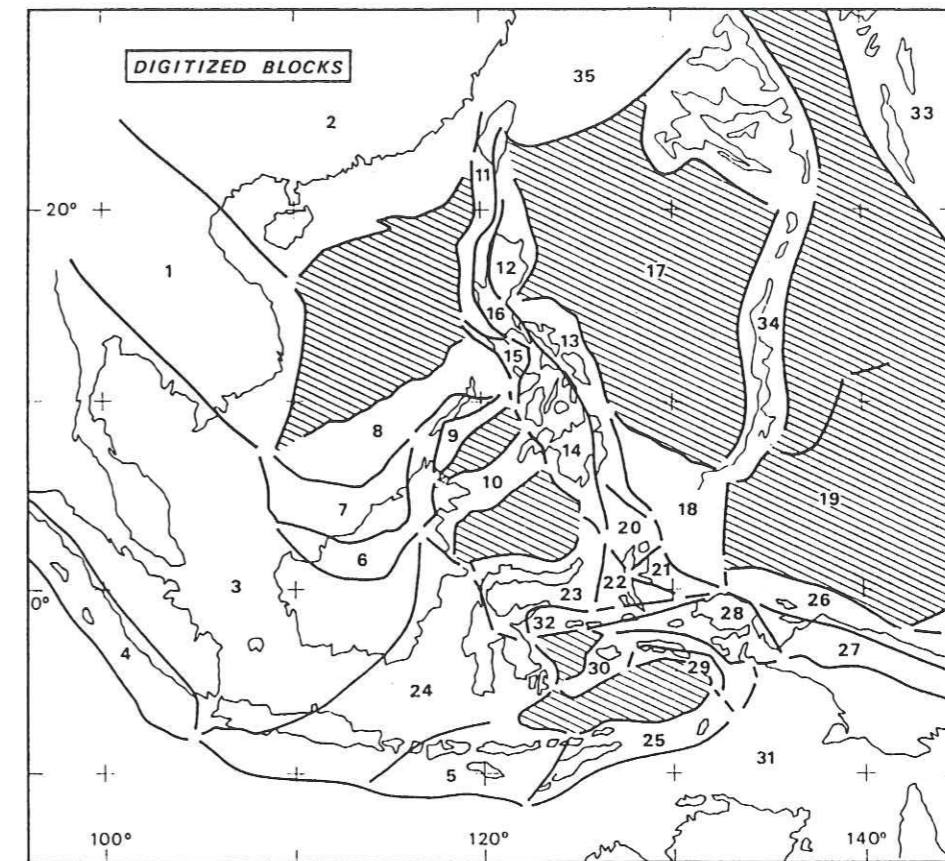
- 1) de préparation de la carte et du dessin,
- 2) d'outils pour la création des différents contours,
- 3) d'outils de manipulation et de modification de ces contours.

## 2. La manipulation des données

Un des soucis principaux de cette phase de développement fut de créer des programmes rendant les cartes évolutives et leur traitement interactif: ceci est le mérite principal du système adopté. Le caractère évolutif a permis aux auteurs, au fur et à mesure de l'élaboration des cartes, de modifier des secteurs isolés sans avoir à tout redessiner. Il est également possible de changer l'affichage, changer la projection, effectuer la rotation de certaines zones...

### 2a. Les changements de projections

Comme ceci a déjà été souligné, les cartes paléoenvironnementales ont été réalisées par de nombreux intervenants, localisés dans diverses régions de France voire à l'étranger. Hormis l'échelle (1/20.000.000), aucune norme n'ayant été imposée au démarrage du programme TETHYS, les supports cartographiques utilisés par les différents groupes de travail avaient des systèmes de projections différents. J'ai donc développé deux programmes en vue de rendre homogène les systèmes de projection de l'ensemble des cartes. Le premier programme transforme le fichier digitalisé à partir du logiciel MicroStation dans un format (abscisse, ordonnée) correspondant aux coordonnées du point sur la table à digitaliser en un



**Fig. 45 :** Les blocs et microblocs du SE asiatique digitalisés à l'aide du logiciel SUPERMAP. Les blocs (entités géologiques) sont digitalisés dans leur forme actuelle et sont considérés comme indéformables. Les nombres de 1 à 35 correspondent à l'indexation des blocs (d'après Rangin *et al.*, 1990).



Préparation

ELEMENT	NIVEAU	COULEUR	REMARQUES
CADRE			
Externe	30	0 Blanc	Cadre technique externe
Interne	3	0	Cadre de calage interne
Croix	3	0	Croix de calage (imprim.)

Éléments digitalisés (= OBJETS)

ELEMENT	NIVEAU	COULEUR	REMARQUES
CONTOU	6	4 Jaune	Limites de couleurs
TIRETE	7	4	Contours couleur en tirets
LITHO.	8	0	Limites lithologiques
TALUS	11	3 Rouge	Bordures des talus
LATITU	9	0	Paléolatitudes
EXTERN	10	3 Rouge	Filet technique externe
FAILLE			
FAILLE	12	2 Vert	Failles (s.1.) marines
TIRETE	15	2	Failles marines (en tirets)
DORSAL			
TRAIT 1	13	2	Premier trait des dorsales
PARAL.	13	2	Deuxième trait (parallèle)
RIFT	14	2	Rifts continentaux
COTES	4	7 Cyan	Contours de côtes
SYMB.			
DIRECT	23	0	Direction des apports
UPWELL	24	0	Upwelling côtiers
DECROG	25	0	Décrochements sénestres
DECROD	25	0	Décrochements dextres

**Fig. 46 :** Liste des Niveaux et Couleurs utilisés pour les divers éléments aux normes du service cartographique du BEICIP. Les nombres correspondent aux indices des niveaux et des couleurs dans le logiciel MicroStation.

fichier texte dans lequel les points sont sous forme de longitude et latitude dans la projection de Mercator. J'ai nommé ce programme MSTOMERC pour "MicroStation vers MERCator".

Le second permet l'affichage de la carte dans une projection choisie parmi les 8 actuellement proposées lorsque l'on lance le programme. Ce programme a été nommé MAPPER.

La digitalisation des cartes doit avoir été réalisée sous MicroStation, à partir d'une carte Mercator. Le fichier dessin aura pour unité les degrés (d°).

Pourquoi partir d'une carte Mercator?

Lorsque l'on réalise le "calage" entre la table à digitaliser et le fichier dessin, le logiciel MicroStation calcule une matrice de conversion entre les coordonnées "table" et les coordonnées "dessin", et une erreur exprimée en pourcentage sur cette matrice. L'opération de calage consiste en fait, à apprendre au logiciel MicroStation la correspondance qui va exister entre les coordonnées de la table à digitaliser et les coordonnées de sa feuille de travail. Les tests réalisés montrent que l'erreur calculée sur une carte Mercator est très inférieure à 1 % (de 0,01 % à 0,15 %), alors qu'elle atteint 10 % dans le cas d'une projection sur une sphère (ex: LAMBERT).

Dans ce dernier cas, même pour une carte à grande échelle, il devient impossible de localiser des points avec une précision suffisante.

## a1. MSTOMERC (Annexe C)

Ce programme transforme les coordonnées X,Y de chaque élément du fichier dessin issues de la digitalisation en longitudes/latitudes réelles et les écrit dans un fichier texte (ASCII). Chaque contour, symbole, trait, ou texte placé dans le dessin est appelé *élément*, au sens du logiciel MicroStation.

Le format du fichier texte ainsi créé est le suivant pour un élément:

Ligne 1: (5 entiers) NIVEAU - TYPE - COULEUR - EPAISSEUR - STYLE

où

NIVEAU = 1 à 63

TYPE = 3,4,6 (3 = LINE, 4 = LINE STRING, 6 = SHAPE)

COULEUR = 0 à 127

EPAISSEUR = 0 à 31

STYLE = 0 à 7

Les valeurs de ces paramètres sont conditionnées par MicroStation lui-même. C'est à dire que le logiciel MicroStation n'autorise, par exemple, que des valeurs de 1 à 63 pour les



niveaux (calques superposables).

Ligne 2: (1 entier) NB (nombre de points constitutifs de l'élément)

De la ligne 3 à la fin du fichier: NB paires de coordonnées (LONGITUDE, LATITUDE).

a2. MAPPER (Annexe D)

Ce programme converti le fichier ASCII précédemment obtenu en un fichier dessin dans la projection désirée.

Un choix de projections (8 actuellement) est proposé à l'utilisateur.

Le programme MAPPER calcule les nouvelles coordonnées X,Y dans le dessin en fonction des Longitudes/Latitudes lues dans le fichier texte obtenu et de la projection sélectionnée par l'utilisateur.

Il garde la symbologie d'affichage de l'élément (couleur, épaisseur du trait, style), son type, et le niveau sur lequel il a été digitalisé.

2b. Les rotations: ROTATION (Annexe E)

Nous avons vu précédemment que les cartes du SE asiatique avaient été digitalisées sous forme d'entités géologiques appelées blocs ou microblocs avec leur contour actuel. Les auteurs utilisaient ensuite le programme SUPERMAP pour déterminer la cinématique de ce secteur téthysien. Le résultat de leur travail fut l'établissement des pôles et angles de rotation pour chaque bloc entre 2 étapes géologiques (Fig. 47).

Afin de réaliser la même opération à partir du logiciel MicroStation, j'ai constitué une base de données cinématiques du SE asiatique en reprenant leurs informations. Pour retracer une carte à un âge quelconque (même intermédiaire aux âges prédéfinis par les auteurs), j'ai développé le programme ROTATION directement accessible de MicroStation par l'intermédiaire d'une macro-commande.

Ce programme utilise une base de données cinématiques et fournit les rotations de blocs digitalisés (en longitudes, latitudes). La base de données est au format du logiciel Dbase III<sup>+</sup> et doit être créée au préalable. Il s'agit de rotations cumulées par opposition aux rotations finies plus couramment utilisées (Scotese, 1991). Ce programme a été utilisé pour traiter les cartes du SE Asiatique (Rangin et al, 1990).

	lat 5	long 5	angle 5	lat 10	long 10	angle 10	lat 15	long 15	angle 15	lat 20	long 20	angle 20	lat 32	long 32	angle 32	lat 43	long 43	angle 43
1													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
2													13.00	95.00	3.00			
3													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
4													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
5													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
6													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
7													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
8													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
9													13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
10				5.50	117.00	-10.00	4.00	118.00	-10.00				13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00
11										30.00	170.00	3.16						
12	30.00	170.00	1.00							30.00	170.00	3.16						
13	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	2.50	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
14	30.00	170.00	2.63	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
15	30.00	170.00	1.00	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	2.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
16	38.00	142.00	5.85	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	2.50	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
17	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
18	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
19	53.23	307.79	8.25	-67.31	113.80	-4.63	70.62	115.85	-6.12	64.40	300.10	22.90	69.44	263.36	9.23			
20	35.81	151.75	5.88	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
21	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
22	35.81	151.75	5.88	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
23	3.00	125.00	30.00			-2.00	120.00	-24.00	-15.40	219.10	1.00	13.00	95.00	17.00	13.00	95.00	6.00	
24	3.00	125.00	30.00			-2.00	120.00	-24.00	-15.40	219.10	1.00	12.94	83.80	12.86	13.00	95.00	6.00	
25	-0.20	284.80	4.70	-19.65	217.28	4.15	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
26	36.20	245.39	4.69	49.29	250.41	4.20	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	18.70	30.00	170.00	16.50
27	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	2.00	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
28	-0.76	304.64	14.91	49.29	250.41	4.20	-15.40	219.10	2.00	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
29	7.40	296.40	7.40	12.59	286.35	4.13	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
30	9.90	300.30	9.20	12.59	286.35	4.13	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
31	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
32	12.35	300.84	15.40	-2.50	125.00	-10.00	-15.40	219.10	2.00	-15.40	219.10	3.20	-15.40	219.10	5.50	-15.40	219.10	6.17
33	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	17.90	172.40	6.90	27.34	166.78	33.17	30.00	170.00	16.50
34	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	19.00	30.00	170.00	16.50
35	36.55	148.52	7.41	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	3.20	30.00	170.00	3.16	30.00	170.00	19.00	30.00	170.00	16.50

Fig. 47 : Pôles et angles de rotation des blocs et microblocs aux différentes périodes considérées. Les paramètres ont été établis à l'aide du logiciel SUPERMAP (modifié par P. HUCHON, E.N.S. Paris, 1987).  
 Ex: Lat 5, Long 5, Ang 5 = paramètres de rotation utilisés pour reconstituer la position des blocs à 5 Ma (rotation entre 0 et 5 Ma). Les nombres de 1 à 35 correspondent à l'index des blocs (d'après Rangin et al., 1990).



### 3. Interrogation des données - Relations entre les Bases de Données Alphanumériques et le Graphique.

Parallèlement à l'établissement de cartes paléoenvironnementales informatisées, une base de données alphanumériques, pluridisciplinaire LITHOPALIX (Vrielynck et Cottreau, 1989) a été constituée. Les données sont soit issues de la bibliographie, soit des résultats de missions de terrain.

Pour la réalisation des cartes du G.S. TETHYS, il a été décidé que 100 points de validation devaient être entrés en base de données pour chaque carte.

Il convenait donc de pouvoir consulter ces données (ou au moins une partie) simultanément à la lecture de la carte numérisée, affichée à l'écran.

#### 3a. TETHYS-Geolis (Annexe F)

Puisqu'il existait déjà une base de données, l'objectif était de pouvoir consulter cette base à partir du logiciel graphique, et même de modifier le dessin en fonction du contenu de cette base. J'ai écrit le programme TETHYS-Geolis pour répondre à ces objectifs.

Il s'agit:

- 1) Dans un premier temps, d'extraire de la base de données LITHOPALIX une partie des données et de les placer dans une base restreinte directement interrogeable sous MicroStation (programme C).
- 2) D'interroger cette base restreinte qui est l'image de la base générale (macro-commandes), site par site, et banc par banc.
- 3) De modifier interactivement la symbologie d'affichage d'un site, ou d'un ensemble de sites contenus dans une zone, en fonction du contenu de la base de données.
- 4) De pouvoir constituer des colonnes lithostratigraphiques pour un site sélectionné, et ce, en fonction de plusieurs critères d'âges possibles.
- 5) De localiser automatiquement les sites sur la carte par simple lecture de la base de données.
- 6) D'attacher automatiquement au graphique, les fiches correspondantes à chaque site.

**NB:** Les opérations 5) et 6) ne sont automatiques que si la digitalisation a été réalisée en (longitude, latitude), et si les paléo-longitudes et latitudes ont été entrées dans la base de données.

Dans le cas d'une digitalisation en (X,Y) quelconques, cette opération devra être effectuée manuellement.

#### 3b. BATHY (Annexe G)

L'objectif de la partie géologique de ce travail étant la détermination de la paléobathymétrie des domaines océaniques, j'ai voulu, par l'intermédiaire de ce programme, automatiser les calculs des taux d'expansion, des iso-profondeurs de la croûte océanique, des épaisseurs des sédiments et de la position et de la valeur des isobathes pour des domaines océaniques numérisés.

Ce programme écrit en langage C et accessible du logiciel MicroStation permet donc, sur une carte digitalisée, de calculer les isobathes d'un domaine océanique à partir des différents isochrones de la croûte océanique et ce, pour un des 4 types de sédimentation associés à la marge.

Il ne s'agit pas d'un programme dessinant le contour précis de ces isobathes, mais il repère les lieux où ils se trouvent dans le bassin.

On peut ensuite utiliser ces localisations dans un véritable programme de modélisation de surfaces en 3 dimensions (ex: Surfer de Golden Software sur PC, INTERMAP de Dynamics Graphics Inc. pour Vax-VMS).

Le programme calcule au préalable les distances entre 2 isochrones, le taux d'expansion, la profondeur de la croûte océanique, et ajoute en fonction du type de lois choisi (voir la partie géologique), l'épaisseur des sédiments.

### 4. Transfert des données issues de MicroStation.

Le logiciel MicroStation n'étant ni un logiciel de modélisation de surface et de volumes, ni un logiciel de dessin de courbes d'isovaleurs et le résultat obtenu par le programme BATHY étant un résultat brut, il a été nécessaire de développer une interface transformant les données (j'ai choisi une représentation en code ASCII pour l'exportation vers des plates-formes informatiques diverses) lisibles par des programmes plus adaptés à ces tâches. C'est pourquoi j'ai développé le programme INTERSOFT-3D.

#### 4a. INTERSOFT-3D (Annexe H)

Ce programme (écrit en C) traduit donc les données MicroStation en un fichier texte (ASCII) sous forme de triplets (Longitude, Latitude, Altitude).

Le fichier dessin au préalable en deux dimensions devra subir un certain nombre de modifications:

- a) Transfert de deux dimensions (ou 2D) vers un fichier en trois dimensions (ou 3D). Cette option est offerte par le logiciel MicroStation.



b) Modification de la valeur de l'altitude (ou la bathymétrie...).

Cette modification du paramètre d'élévation se fait par l'intermédiaire de fonctions présentées sous forme d'un menu MicroStation.

c) On peut également digitaliser une carte directement en trois dimensions.

Les opérations de modifications de l'altitude et de digitalisation directe en trois dimensions sont rendues possibles par l'utilisation de fonctions que j'ai développées et regroupées dans le menu nommé INTERDIG.

### 5. Conclusion

Au terme de ces développements et des ajouts apportés à l'éditeur graphique MicroStation, nous possédons un ensemble satisfaisant à la préparation, la modification, et la consultation des cartes. Ce travail s'est déroulé parallèlement à la préparation des minutes des cartes paléoenvironnementales par de nombreux géologues, cartographes, et dessinateurs du G.S. Téthys.

# Annexes



## **ANNEXES**

- A. SMAP\_MS**
- B. DIGITAL**
- C. MSTOMERC**
- D. MAPPER**
- E. ROTATION**
- F. TETHYS-Geolis**
- G. BATHY**
- H. INTERSOFT 3D**



ANNEXES

- A. SMAP\_MS
- B. DIGITAL
- C. MISTOMER
- D. MAPPER
- E. ROTATION
- F. TETYS-Scop
- G. BATHY
- H. INTERSOFT 3D

**ANNEXE A**

**Programme SMAP\_MS**

***Récupération de fichiers existants***



## SMAP\_MS

### 1. Présentation

Le programme SMAP\_MS fonctionne sous système d'exploitation Dos, hors du logiciel MicroStation. Il permet la traduction des fichiers *texte* provenant de la digitalisation réalisée dans le logiciel SUPERMAP (logiciel fonctionnant sur Apollo et sous système d'exploitation Aegis) en fichiers *texte* Dos. Le programme SMAP\_MS transforme ensuite ces fichiers *texte* Dos obtenus en un fichier dessin aux normes du logiciel MicroStation.

Les fichiers *texte* contiennent les coordonnées des points constitutifs des contours digitalisés en Longitude/Latitude en degrés. Les unités du fichier dessin au format MicroStation (DGN), dans lequel seront dessinés les contours, devront être définis en degrés également.

Il est possible de dessiner des contours à partir des fichiers *texte* Dos sans avoir à refaire la première transformation (transformation des fichiers *texte* issus du logiciel SUPERMAP en fichier *texte* Dos).

### 2. Mode opératoire

a. Lancer le programme en entrant, au prompt du Dos C:\, SMAP\_MS (puis <ENTREE>)

b. Entrer le nom du fichier aux normes du logiciel MicroStation (fichier DGN) dans lequel vous voulez dessiner les contours.

Ce fichier doit avoir été préalablement créé avec des unités initialisées en degrés.

Le logiciel MicroStation doit avoir été lancé au moins une fois auparavant.

c. Initialisation des paramètres d'affichage (= Symbologie) :

. Entrer la couleur dans laquelle vous désirez dessiner vos fichiers (les valeurs des couleurs correspondent aux couleurs du logiciel MicroStation).

. Entrer l'épaisseur du trait.

. Entrer le niveau (numéro du calque) sur lequel doivent être dessinés les contours.

L'écran de sélection de la symbologie s'efface et laisse place à un écran de sélection des formats de fichiers à charger dans le logiciel MicroStation.

d. Si vous désirez dessiner un fichier issu directement du logiciel SUPERMAP, c'est à



dire qui n'a pas subi la transformation en fichier *texte* Dos, sélectionnez l'option 1 (fichier SUPERMAP). Dans ce cas, le fichier dont vous aurez à entrer le nom aura *.T* comme extension.

Si, au contraire, le fichier à dessiner a déjà été transformé en fichier *texte* Dos, sélectionner l'option 2. Le fichier doit, dans ce cas, posséder l'extension *.UST*.

Par défaut, le programme affecte au fichier l'extension *.UST*.

e. L'utilisateur a ensuite le choix entre le chargement (dans un fichier aux normes du logiciel MicroStation) d'un **seul** fichier ou bien une **liste** de fichiers déjà préparée. Cette liste est constituée à l'aide d'un éditeur de texte et doit contenir un fichier par ligne sans son extension. Le fichier *liste* doit posséder l'extension *.LIS* pour être reconnu en tant que tel par le programme.

Si vous sélectionnez l'option 1 (un seul fichier), il vous est demandé le nom du fichier à dessiner. Entrez ce nom sans son extension : le programme connaît cette extension puisqu'elle a été initialisée dans le paragraphe 2.d.

Dans le cas d'une liste, entrer son nom sans son extension.

Par défaut, il sera demandé le nom d'un seul fichier.

Exemple d'un fichier liste (pour des fichiers *bloc* du secteur du sud-est asiatique):

TAIW

SNG

CBOR

NBOR

TIMOR

SOCH

Le programme effectue ses calculs. Le nom du fichier en cours de traitement est affiché au centre de l'écran. Dans le cas d'une liste, les noms des fichiers constitutifs de cette liste défilent tour à tour.

A la fin du traitement, le programme revient au prompt du Dos. Le fichier dessin (DGN) est prêt et peut être visualisé par le logiciel MicroStation.

### 3. Conclusion

Ce programme permet le dessin de contours digitalisés à l'aide du logiciel SUPERMAP dans la même position et dans une projection rectilinéaire où chaque point est affiché en

longitude/latitude en degrés. Il sera alors possible, dans l'éditeur graphique MicroStation, d'effectuer des rotations en utilisant le programme ROTATION. Si l'utilisateur désire modifier la projection, il lui sera nécessaire d'exécuter les programmes MSTOMERC transformant le fichier *dessin* en un fichier *texte* dans la projection Mercator, puis le programme MAPPER qui permet, quant à lui, le changement de projection.



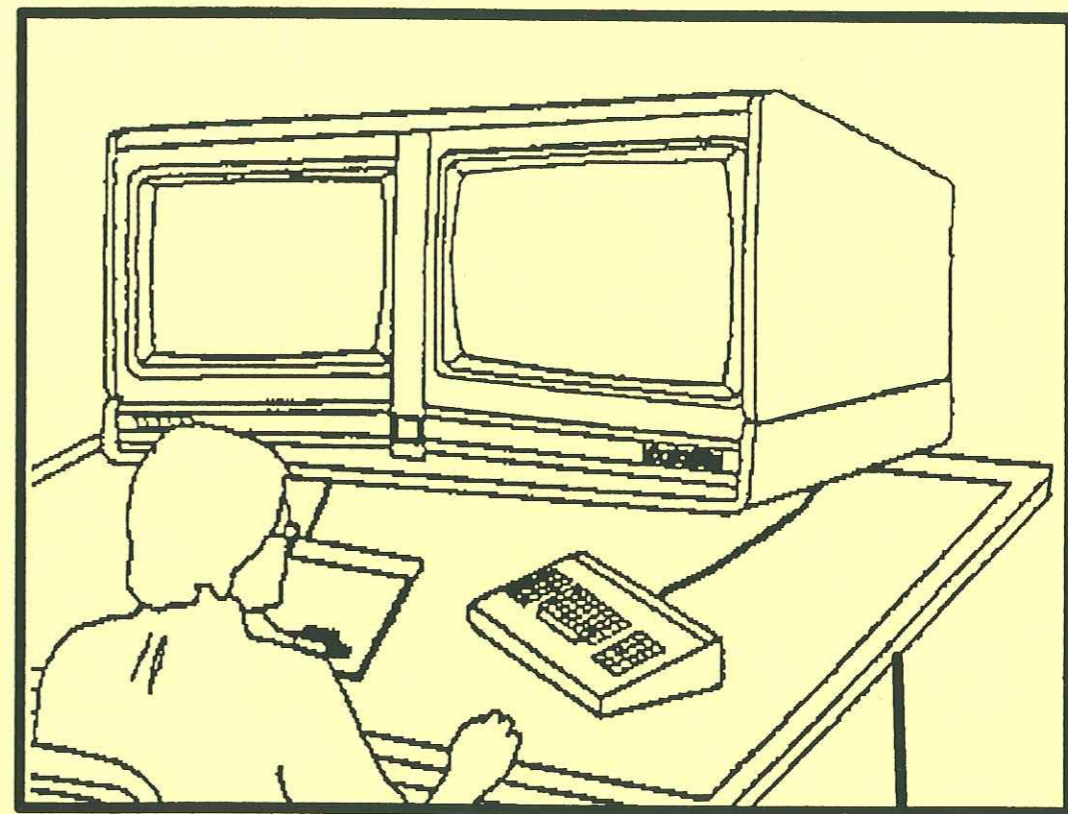
## **ANNEXE B**

**Programme DIGITAL**  
*Création de nouveaux fichiers*



# D<sup>TETHYS</sup> Digital

for PC  
Running  
MicroStation Software



## User's Guide



## DIGITALISATION DES CARTES PALEOENVIRONNEMENTALES

### 1. Création de l'étude

Avant toute saisie, il est nécessaire de créer un fichier dessin vierge.

Ce fichier portera par exemple le nom de l'étage concerné.

Il pourra être rappelé pour toute modification ou consultation.

#### 1.1. Création

Lancer le programme DIGITAL en tapant à l'invite du Dos la commande suivante:

```
[C:\]DIGITAL puis <ENTREE>
```

Le programme demande le nom de l'étude à créer.

Donner un nom au fichier dessin (8 caractères maximum!).

Si le fichier existe, un message d'erreur apparaît. Dans ce cas saisir un nom différent.

En cas de réussite lors de la création, un message apparaît, expliquant les opérations à effectuer pour lancer l'application.

#### 1.2. Lancer l'étude

Une fois revenu au Dos [C:\], lancer l'étude en tapant:

```
[C:\]US^<Etude> où ^ représente un espace et <étude> le nom de l'étude créée.
```

NOTA: La création de l'étude s'effectue une fois pour toutes!

Lorsqu'il sera nécessaire de rappeler une étude pour la consulter ou la modifier, relancer l'étude comme indiqué dans le paragraphe 1.2.

### 2. Saisie

Pour faciliter la saisie, un ensemble de Macro commandes et de menus spéciaux a été mis au point (Fig. 1).

Si ces menus ne sont pas déjà installés sur l'écran couleur, tapez les instructions suivantes, au message Microstation [uStn>]



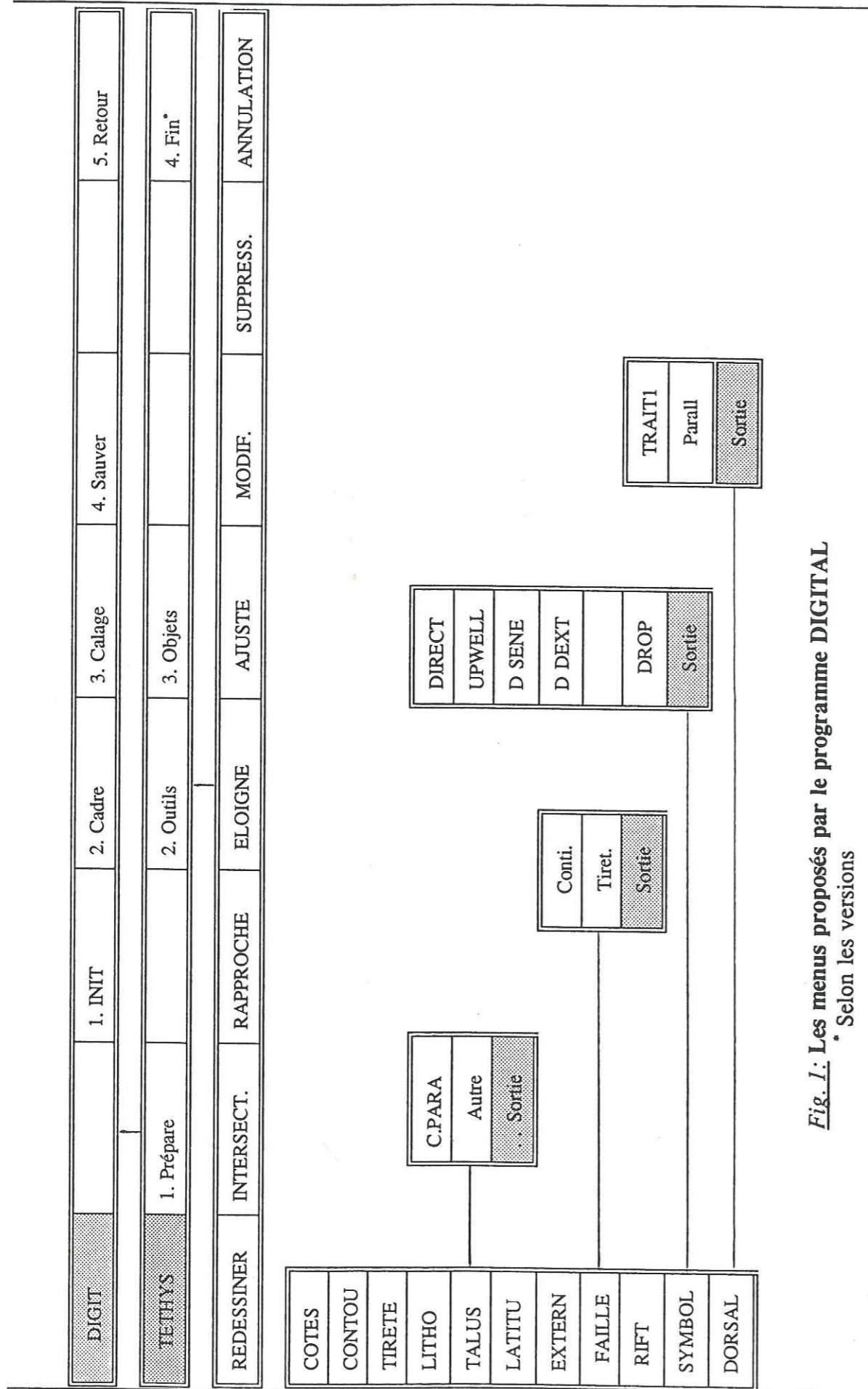


Fig. 1.: Les menus proposés par le programme DIGITAL  
\* Selon les versions

- [uStn>] AM=,SB6 puis <ENTREE>
- [uStn>] AM=,SB7 puis <ENTREE>
- [uStn>] AM=,SB8 puis <ENTREE>
- [uStn>] AM=UTIL, SB6 puis <ENTREE>

Le menu TETHYS apparaît (nom en haut à gauche), suivre les instructions dans l'ordre des numéros.

### 2.1. Prépare

En cliquant avec le curseur sur [1. Prépare]; un deuxième menu apparaît nommé DIGIT. Le menu DIGIT possède également 5 instructions numérotées de 1 à 5 qu'il faudra exécuter dans l'ordre.

#### 2.1.1. Init

Initialise l'ensemble des paramètres de dessin (échelles, unités, symbologie...)

#### 2.1.2. Cadre

Prépare le cadre et les croix de calage pour l'imprimeur.

Cliquez sur [2. Cadre].

Sur l'écran monochrome, il vous est demandé de rentrer la longueur du cadre en mm (cette dimension doit correspondre à la longueur du cadre de la carte à digitaliser!).

-> entrer la valeur puis taper <ENTREE>. Idem pour la hauteur du cadre en mm.

Le programme crée le cadre interne (identique à celui de la carte à digitaliser), 4 croix de calage Imprimeur puis un cadre externe.

#### 2.1.3. Calage

Fixer la carte à digitaliser sur la table et cliquez sur [3. calage]

Il vous est alors demandé de repérer un point sur le digitaliseur.

1 -> Repérer très précisément (à l'aide de la croix du curseur) le coin bas gauche de la carte à digitaliser).

2 -> Repérez sur l'écran le coin bas gauche du cadre intérieur.

Recommencer les mêmes opérations pour les coins BAS DROIT, puis HAUT DROIT, puis HAUT GAUCHE.

Quand les 4 coins sont repérés, faire un <Reset> c'est-à-dire, appuyer sur le bouton



9 du curseur.

#### 2.1.4. Sauver

Quand le calage est exécuté, cliquez sur [4. Sauver] pour sauvegarder ce calage.

C'est-à-dire, que si vous devez sortir du dessin puis y rentrer à nouveau pour redigitaliser le calage restera inchangé, **A CONDITION QUE LA CARTE N'AIT PAS ETE ENLEVEE DE LA TABLE!** Dans ce cas, recommencer l'opération de calage (2.1.3) et la sauvegarde (2.1.4).

#### 2.1.5. Retour

Cliquez sur [5. Retour] pour revenir au menu TETHYS

### 2.2. Outils

Cliquez sur [2. Outils] pour faire apparaître un sous-menu comprenant des outils de manipulation des objets.

#### 2.3. Objets

Cliquez sur [3. Objets] pour faire apparaître un sous-menu vertical (sur le bord gauche de l'écran couleur). Ce sous-menu comprend tous les objets que vous aurez à digitaliser sur la carte.

#### 2.4. Fin-DIGIT (optionnel)

Cette option sert à détacher tous les menus spécifiques à DIGITAL lorsque toutes les digitalisations ont été effectuées.

A ne pas exécuter à la fin de chaque session, sinon vous auriez à relancer la commande: AM=UTIL,SB6 au prompt [uStn>].

## 3. Les outils

### 3.1. Redessiner

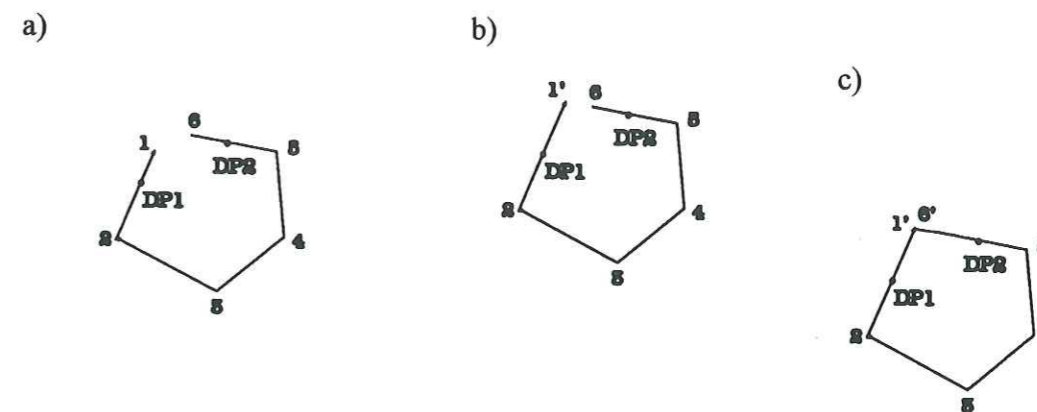
La manipulation ou la création d'objets crée parfois des traits parasites sur l'écran (mais pas dans le fichier dessin!). Appuyez sur [Redessiner] pour "rafraîchir" l'écran.

### 3.2. Intersect

L'utilisation de [INTERSECT] est obligatoire pour avoir un fichier propre.

Quand on digitalise, il est rare de s'arrêter exactement où l'on désire.

ex: Digitalisation d'une courbe fermée:



-> Cliquez sur [INTERSECT]

a) Cliquez sur un segment -> DP1

b) Cliquez le segment à rejoindre -> DP2

On obtient la prolongation du point 1 (point 1'), jusqu'au prolongement du point 6

c) Refaire l'opération en cliquant sur le point DP2 en premier puis sur le point DP1.

**A FAIRE POUR TOUS LES ELEMENTS QUI DOIVENT ETRE FERMES OU QUI DOIVENT SE REJOINDRE.**

### 3.3 Rapproche

Crée un effet de ZOOM AVANT.

Sélectionner la commande puis cliquer sur le point que l'on veut mettre au centre.

Très utile et quasi obligatoire pour faire les opérations de fermeture des zones, ou la liaison entre 2 objets.

Ne pas hésiter à en abuser!

### 3.4. Eloigne

Crée un effet de ZOOM ARRIERE.

Sélectionner [ELOIGNE] puis cliquer sur le point que l'on désire mettre au centre.

Donne une vue plus globale du dessin.

Peut servir à revenir d'un ZOOM AVANT



3.5. *Ajuste* (puis cliquer sur l'écran où l'on désire faire apparaître les objets)

Cette opération permet d'afficher la totalité des objets contenus dans le dessin.

3.6. *Modifie*

Sert à modifier les contours d'un élément.

Selectionnez l'option.

Cliquez sur le contour à modifier (DP1).

Cliquez sur le point d'arrivée (DP2).

ex:



3.7. *Suppress*

Efface un élément du dessin

1. Selectionner l'option
2. Repérer l'élément (DATA POINT= bouton 7)
3. Accepter (bouton 7): effacer l'élément, ou rejeter (bouton 9) dans le cas où l'élément sélectionné ne serait pas le bon.

3.8. *Annulation*

Annule la dernière opération

Exemple en cas d'effacement inconsideré:














Cliquez sur [ANNULATION] pour faire réapparaître l'élément (valable pour toute opération).

ex: si l'on digitalise une courbe en contour alors qu'elle aurait due être en COTES, appuyer sur annulation et redigitaliser.

4. Les objets

Les éléments contenus dans ce sous-menu ont été repris de la légende de la carte tithonique.

Pour tout problème se référer à cette carte.

		Correspondance menu
	Active spreading ridge Dorsale active	DORSAL Trait 1 Parall
	Rift Rift	RIFT
	Transform fault Faille transformante	FAILLE + Symbol Decroch
	Oceanic subduction Subduction océanique	FAILLE
	Thrust Charriage	FAILLE
	Fault Faille	FAILLE
	Paleolatitude Paléolatitudo	LATITU
	Direction of apports Direction des apports	SYMBOLE -> DIRECT
	Surface currents Courants de surface	(fait par le BEICIP)
	Bottom currents Courants de fond	(fait par le BEICIP)
	Upwelling Upwelling	SYMBOLE -UPWELL
	Present-day coastline Côte actuelle	COTES
	Limits of facies and/or paleoenvironments Limite des faciès et/ou des paléoenvironnements	CONTOUR ET TIRETE

5. Les cas particuliers

5.1. *Talus*

Cette option sert à digitaliser la bordure externe du talus deux cas sont possibles:



1. La limite externe est parallèle à la limite de faciès ou d'environnement (filet vert parallèle).

Dans ce cas, utiliser l'option: [C.PARA] (Copie Parallèle)

2. La limite externe est quelconque:

utiliser l'option: [AUTRE]

### 5.2. Les symboles

Le placement des symboles est toujours effectué à l'horizontal mais il est rare que ces symboles doivent figurer à l'horizontale

Utiliser alors l'option [SPIN] ("tourner").

1. Cliquer le centre de rotation (bouton 7)
2. Déplacer le curseur jusqu'à obtenir le bon angle
3. Valider (cliquer sur le bouton 7)
4. Appuyer sur <RESET> (bouton 9)

**IMPORTANT!!** Après avoir placé et tourné tous les symboles, appuyer sur l'option DROP. Cette opération est obligatoire pour l'imprimeur!

### 5.3. Les Dorsales

Digitaliser seulement 1 trait de la dorsale et si possible toujours du même côté(!) avec l'option [TRAIT 1].

Puis faire le second trait avec l'option [PARALL]. Cette option copie le premier trait de façon parallèle avec un écartement spécifique, déjà initialisé (Norme BEICIP).

1. Repérer le premier élément de la dorsale puis cliquer 1 fois dans la direction où le deuxième trait doit être placé.
2. Appuyer ensuite sur <RESET> (bouton 9).

# Annexe C

## Programme MSTOMERC *Transformation en coordonnées Mercator*



## MSTOMERC

### 1. Présentation

Le programme MSTOMERC ("traduction des fichiers MicroStation en MERCator" a été écrit en langage C. Il s'exécute sous système d'exploitation Dos sur PC, hors du logiciel MicroStation. Ce programme traduit les coordonnées des éléments (contours, lignes simples, lignes brisées ...) digitalisés à l'aide du logiciel MicroStation en coordonnées (longitude, latitude) en degrés dans la projection de Mercator. Le fichier obtenu est un fichier ASCII (texte) lisible par le programme MAPPER utilisé pour les changements de projection.

### 2. Préparation de l'environnement de travail

Les opérations qui suivent correspondent à la préparation de la feuille de travail dont dispose l'utilisateur dans l'environnement graphique MicroStation.

L'exécution du programme MSTOMERC sur des fichiers dessin (DGN) au format du logiciel MicroStation passe par une digitalisation préalable régit par des normes bien définies.

2.1 La carte à digitaliser doit être elle-même dans une projection de Mercator.

2.2 Il est nécessaire d'initialiser les unités de la feuille de travail en **degrés**.

2.3 L'utilisateur doit créer une grille ou un carré de référence sur sa feuille de travail afin de réaliser la correspondance entre la carte à digitaliser et la feuille de travail (opération de calage - Voir Documentation du logiciel MicroStation)

Dès lors, toutes les coordonnées digitalisées seront en degré dans une projection rectilinéaire sur l'écran. Le programme MSTOMERC traduit ces coordonnées en projection rectilinéaire en une projection Mercator.

### 3. Mode opératoire

Les opérations spécifiques à MicroStation (paragraphe 2) étant terminées, ainsi que la digitalisation, il est nécessaire de sortir du logiciel MicroStation pour revenir au Dos.



3.1 Au message C:\ du Dos, entrer au clavier la commande MSTOMERC puis appuyer sur <ENTREE>.

3.2 Le nom du fichier dessin (DGN) digitalisé que vous voulez traduire vous est demandé: entrer ce nom en majuscules ou en minuscules puis appuyer sur la touche <ENTREE>.

3.3 Entrer ensuite le nom du fichier de données (fichier qui va contenir les données dans la projection de Mercator).

3.4 Il vous est ensuite demandé d'entrer le nombre de niveaux (LEVEL au sens MicroStation) que vous désirez traduire. En effet, il n'est pas indispensable de transformer tous les niveaux contenu dans votre dessin (ex: niveaux contenant des textes, l'habillage...). Entrer donc le nombre de niveaux (0 si vous voulez la traduction de tous les niveaux). Dans le cas où seuls quelques niveaux doivent être traduits, entrer chaque numéro de niveau suivi de <ENTREE>.

Le programme exécute ses calculs et retourne sous Dos en fin de traitement: votre fichier ASCII (texte) est désormais prêt.

### 3. Le format des fichiers

Ces fichiers sont constitués différemment selon leur origine (Macintosh ou PC) mais ils contiennent, après transformations par les programmes spécifiques dont nous avons déjà parlé, les mêmes types de données. Pour chaque partie du contour à dessiner dans le logiciel MicroStation, le fichier de données se décomposera de la manière suivante:

.Ligne 1: NIVEAU - TYPE - COULEUR - EPAISSEUR - STYLE

où

NIVEAU = 1 à 63

TYPE = 3, 4, 6 (3 = LINE, 4 = LINESTRING, 6 = SHAPE)

COULEUR = 0 à 127

EPAISSEUR = 0 à 31

STYLE = 0 à 7

Les valeurs de ces paramètres sont conditionnées par le logiciel MicroStation lui-même.

.Ligne 2: NB (nombre de points constitutifs de la partie du contour considéré)

.Ligne 3 à la fin (pour ce contour !): NB pairs de coordonnées (longitude/latitude)

Tous les fichiers de données ainsi constitués doivent posséder l'extension .DAT .

*Exemple:* Fichier **ESSAI.DAT** contenant 2 contours

6 4 3 0 0            6 = Niveau, 4 = type LINESTRING, 3 = Couleur

5                    5 = Nombre de point du 1<sup>er</sup> contour à dessiner

-178.384 85.743

-177.477 84.905

-162.032 84.752

Coordonnées en Longitude/Latitude

-118.551 84.181

-107.736 83.096

6 4 3 0 0

Idem premier contour

9

9 = Nombre de point du 2<sup>ème</sup> contour à dessiner

172.597 85.319

173.461 84.717

161.147 84.021

156.994 83.671

150.864 83.135

Coordonnées en Longitude/Latitude

141.954 85.677

153.088 86.139

160.277 86.380

176.204 86.870

### 5. Conclusion

L'utilisateur peut donc effectuer des rotations de blocs à l'aide du programme ROTATION puis transformer le fichier obtenu en fichier ASCII (texte) dans la projection de Mercator à l'aide du programme MSTOMERC. Enfin, ces fichiers peuvent être utilisés dans le programme de conversion de projection MAPPER.



# Annexe D

## Programme MAPPER *Changements de projection*



## MAPPER

### 1. Présentation

MAPPER est un programme écrit en langage C qui traduit des fichiers texte (ASCII) dans un format spécifique en un fichier dessin (une carte) aux normes du logiciel MicroStation.

La carte constituée est dessinée dans une projection choisie par l'utilisateur parmi une liste de projections qui en compte actuellement 8.

La constitution des fichiers ASCII passe par l'utilisation, avant MAPPER, d'un programme spécifique à chaque logiciel dont on veut créer une interface vers le logiciel MicroStation. Ainsi, la récupération des fichiers paléogéographiques et des données climatiques issus du logiciel PGIS\* fonctionnant sur Macintosh se fera par l'intermédiaire d'un programme fonctionnant sur PC appelé PGIS.EXE\*\*\* et qui traduit le fichier texte Macintosh en un fichier texte pour PC avec des indications sur la couleur, le niveau, l'épaisseur de trait des contours pour l'établissement des cartes dans le logiciel MicroStation. L'interface entre les fichiers des contours d'entités géologiques de Terra Mobilis\*\* vers le logiciel MicroStation a été effectué de la même manière par l'intermédiaire du programme MACTODOS.EXE\*\*\*.

### 2. Mode opératoire

2.1 Lancer le programme en tapant au prompt du Dos: MAPPER puis la touche <ENTREE>.

2.2 Le nom du fichier au format MicroStation dans lequel on veut dessiner la carte est alors demandé. Ce fichier doit avoir été créé au préalable (voir la documentation du logiciel MicroStation pour la création d'un fichier vierge). Entrer le nom du fichier MicroStation (DGN) en minuscules ou majuscules et frapper la touche <ENTREE>.

\* Le programme PGIS (pour PaleoGeographical Information System) m'a été donné par son auteur (M.I. Ross de la Rice University of HOUSTON Texas) et n'est pas disponible sur le marché. Ce logiciel intègre une base de données paléogéographiques à partir desquelles il permet les reconstitutions du climat et des conditions atmosphériques régnant à une époque géologique donnée. Il fonctionne sur Macintosh exclusivement.

\*\* Le logiciel Terra Mobilis est un logiciel américain (C.R. Denham et C.R. Scotese) fonctionnant sur Macintosh et destiné aux géodynamiciens. Il permet de créer des cartes géodynamiques à l'échelle du globe à une époque quelconque par lecture d'une base de données cinématiques. Il convient particulièrement pour positionner les grandes plaques les unes par rapport aux autres mais ses contours sont très grossiers et ne peuvent être utilisés pour les reconstitutions à l'échelle régionale.

\*\*\* J'ai développé les programmes PGIS.EXE et MACTODOS.EXE en langage C sur PC afin de récupérer des données cinématiques, climatiques et paléogéographiques disponibles uniquement sur Macintosh.



2.3 L'utilisateur a alors le choix entre 8 projections les plus courantes, les plus utiles : Mollweide, Mercator, Mercator avec correction sur l'ellipsoïde, Orthographique, Rectilinéaire (ou Plate-carrée) très utile pour replacer précisément des objets quelconques sur une carte déjà dessinée (puits, forages, localisations de coupes...), Stéréographique, Sphérique (perspective en trois dimensions sur la sphère), et Lambert égale surface. Entrer le numéro correspondant à la projection désirée et appuyer sur la touche <ENTREE>.

2.4 En fonction de la projection choisie, plusieurs options sont automatiquement proposées:

a. Affichage ou non des parties cachées (en arrière de la sphère).

Pratique lorsque l'on utilise la projection sphérique, cette option permet de visualiser dans une couleur différente, moins vive, les portions des contours situés en arrière de la sphère. Au contraire, dans le cas où l'utilisateur ne désire pas cet affichage, le programme supprime toutes les parties situées en arrière de la sphère pour une meilleure lisibilité.

b. Affichage sur un demi-globe ou sur le globe entier. Permet l'affichage des contours sur une zone comprise entre  $-180^\circ$  et  $+180^\circ$  (globe entier) ou bien sur une zone comprise entre  $-90^\circ$  et  $+90^\circ$  (demi-globe). L'option *demi-globe* permet d'alléger les temps d'affichage lorsqu'il n'est pas nécessaire d'avoir la totalité du globe visualisé à l'écran.

c. Centrage ou non-centrage:

. Si l'on sélectionne l'option <PAS DE CENTRAGE>, la carte sera alors dessinée centrée sur l'équateur et sur le méridien de Greenwich (Longitude = 0 et Latitude = 0).

. Si au contraire on sélectionne l'option <CENTRAGE>, l'utilisateur entre son propre centre de projection pour visualiser dans le milieu de l'écran la zone d'intérêt. Cette option se révèle pratique lorsque l'on travaille sur les secteurs Caraïbes et Indonésie par exemple.

2.5 Une fois ces options entrées, le programme demande si l'utilisateur veut dessiner **un fichier** texte seulement ou bien **une liste** de fichiers qu'il aurait déjà constituée. L'élaboration de cette liste se fait par l'intermédiaire d'un éditeur de texte: chaque fichier élément de cette liste doit être sur une ligne différente, et sans extension. Le fichier *Liste* doit quant à lui

posséder l'extension **.LIS** pour être reconnu par le programme MAPPER.

a. Choix de l'option 1: <CHARGER 1 FICHIER>

Le programme demande alors le nom du fichier texte Dos, d'extension **.DAT** précédemment créé. Ce nom doit être entré sans l'extension **.DAT**.

b. Choix de l'option 2: <CHARGER UNE LISTE>

L'utilisateur doit dans ce cas entrer le nom d'une liste créée précédemment avec une extension **.LIS**. Comme pour l'option 1, il est nécessaire d'entrer le nom de la liste sans son extension.

2.6 L'écran de choix s'efface et, au centre de l'écran apparaît le message :

**Traite : <nomfich>**

Le programme affiche par ce message le nom du fichier (<nomfich>) en cours de traitement. Dans le cas d'une liste, les fichiers contenus dans cette liste défilent tour à tour. Il est alors possible de vérifier la liste pendant le traitement.

2.7 A la fin du traitement, le programme revient au Dos. La carte est désormais créée et peut être lancée comme tout fichier MicroStation (DGN).

### 3. Le format des fichiers

3.1 Le fichier *Données*.

Ces fichiers sont constitués différemment selon leur origine (Macintosh ou PC) mais ils contiennent, après transformations par les programmes spécifiques dont nous avons déjà parlé, les mêmes types de données. Pour chaque partie du contour à dessiner dans le logiciel MicroStation, le fichier de données se décomposera de la manière suivante:

.Ligne 1: NIVEAU - TYPE - COULEUR - EPAISSEUR - STYLE

où

NIVEAU	= 1 à 63
TYPE	= 3, 4, 6 (3 = LINE, 4 = LINESTRING, 6 = SHAPE)
COULEUR	= 0 à 127
EPAISSEUR	= 0 à 31
STYLE	= 0 à 7

Les valeurs de ces paramètres sont conditionnées par le logiciel MicroStation lui-même.

.Ligne 2: NB (nombre de points constitutifs de la partie du contour considéré)



.Ligne 3 à la fin (pour ce contour !): NB pairs de coordonnées (longitude/latitude)

Tous les fichiers de données ainsi constitués doivent posséder l'extension **.DAT**.

*Exemple:* Fichier **ESSAI.DAT** contenant 2 contours

6 4 3 0 0            6 = Niveau, 4 = type LINESTRING, 3 = Couleur

5                    5 = Nombre de point du 1<sup>er</sup> contour à dessiner

-178.384 85.743

-177.477 84.905

-162.032 84.752

Coordonnées en Longitude/Latitude

-118.551 84.181

-107.736 83.096

6 4 3 0 0

Idem premier contour

9

9 = Nombre de point du 2<sup>ème</sup> contour à dessiner

172.597 85.319

173.461 84.717

161.147 84.021

156.994 83.671

150.864 83.135

Coordonnées en Longitude/Latitude

141.954 85.677

153.088 86.139

160.277 86.380

176.204 86.870

### 3.2 Le fichier *Liste*.

Il est important que ce fichier possède l'extension **.LIS** pour être reconnu par le programme MAPPER en tant que fichier *liste*.

Les fichiers de données (Longitudes/Latitudes) constituant cette liste doivent être sur des lignes différentes et entrés sans leur extension **.DAT**.

*Exemple:*

Le fichier **132.LIS** (Paléogéographie à 132 Ma, programme PGIS sur Macintosh), contient les lignes:

**equator**            Marque l'équateur

**marg132**            Marges à 132 Ma

**cote132**            Limites des côtes émergées à 132 Ma

**mont132**            Reliefs élevés à 132 Ma

Les fichiers *equator*, *marg132*, *cote132* et *mont132* doivent exister et avoir une extension **.DAT**. Dans cet exemple, ces fichiers sont issus du logiciel PGIS fonctionnant sur Macintosh.



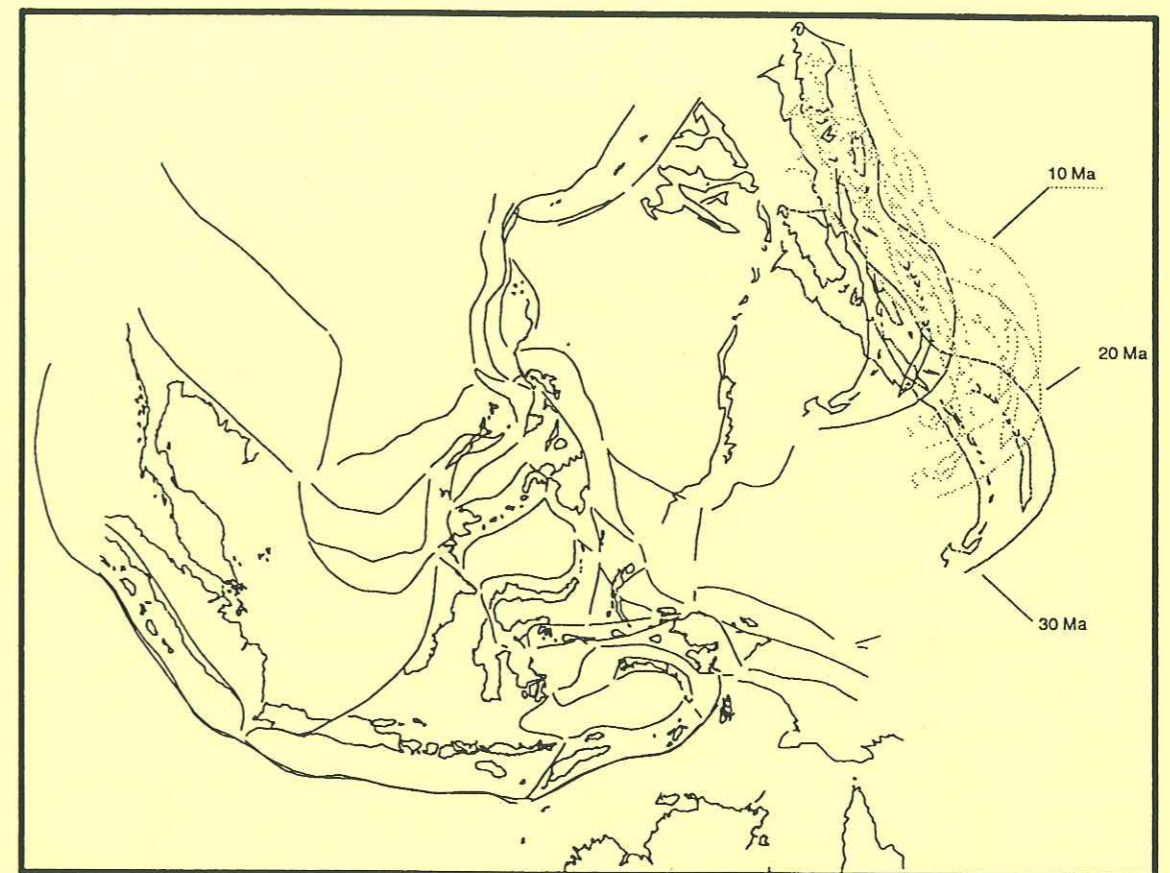
# Annexe E

**Programme ROTATION**  
*Rotation de blocs*



# TETHYS Rotation

for PC  
Running  
MicroStation Software



## User's Guide



## ROTATION

### 1. Présentation

Le programme ROTATION (écrit en langage C) est appelé à partir du menu TOOLS.SBM dans l'éditeur graphique MicroStation. Cet appel se réalise par l'intermédiaire d'une fonction, elle même appelée ROTATION, développée pour le lancement du programme extérieur au logiciel MicroStation.

Ce programme permet la rotation d'un bloc ou d'un ensemble de blocs à une époque déterminée par l'utilisateur. Un bloc ( ou microbloc ) est constitué du contour d'une entité géologique dans sa forme actuelle. Les rotations se font par la lecture d'une base de données cinématiques au format du logiciel Dbase III<sup>+</sup> (logiciel standard de gestion de bases de données sur PC), créée auparavant.

### 2. Chargement

Dans l'éditeur graphique MicroStation, il est nécessaire de charger le menu TOOLS.SBM qui permettra l'appel du programme ROTATION. Pour ce faire, entrer au clavier la commande suivante: **AM=TOOLS,SB4** au prompt *uStn*> de MicroStation.

Pour lancer le programme ROTATION, cliquer avec le curseur sur **<ROTATION>**.

### 3. Mode opératoire

a. Cliquer sur **<ROTATION>**. L'écran monochrome *dessin* (MicroStation) disparaît pour laisser la place à un écran *texte* grâce auquel l'utilisateur va pouvoir sélectionner ses paramètres (nom du bloc à tourner, l'âge auquel on veut la position de ce bloc, la couleur, l'épaisseur et le niveau d'affichage).

b. Entrer le nom du bloc à tourner.

Ce nom doit correspondre à un nom de bloc issu du logiciel SUPERMAP et transformé ensuite par SMAP\_MS.EXE en fichier texte Dos: ce fichier doit donc posséder l'extension .UST .

Un écran de choix des paramètres d'âge et d'affichage apparaît.

c. Entrer au clavier l'âge auquel la position du bloc est désirée.

d. Entrer les paramètres d'affichage (couleur, épaisseur des contours et niveau de tracé). Tous ces paramètres sont bornés: les bornes sont indiquées lors de la sélection.



---

**L'entrée de valeurs en dehors des bornes peut entraîner des problèmes d'affichage importants, voire la perte de données.**

Le programme calcule la nouvelle position du bloc à l'âge indiqué puis revient à l'écran MicroStation. Le bloc est ensuite dessiné dans les paramètres d'affichage sélectionnés. L'ancienne position du bloc est gardée sur le dessin. Le choix de ces paramètres d'affichage se révèle donc très important pour distinguer les différentes étapes entre elles et, éventuellement, pour les supprimer. Par exemple, il est astucieux de dessiner les stades successifs des reconstitutions cinématiques sur des niveaux différents et/ou dans des couleurs différentes.

#### **4. Conclusion**

Le programme ROTATION ne peut être appliqué qu'à des fichiers "bloc" déjà transformés en texte sous système d'exploitation Dos. Cette opération se fait par l'intermédiaire du programme SMAP\_MS.EXE. De même, seuls les blocs possédant un enregistrement dans une base de données cinématiques peuvent être positionnés à un âge quelconque.

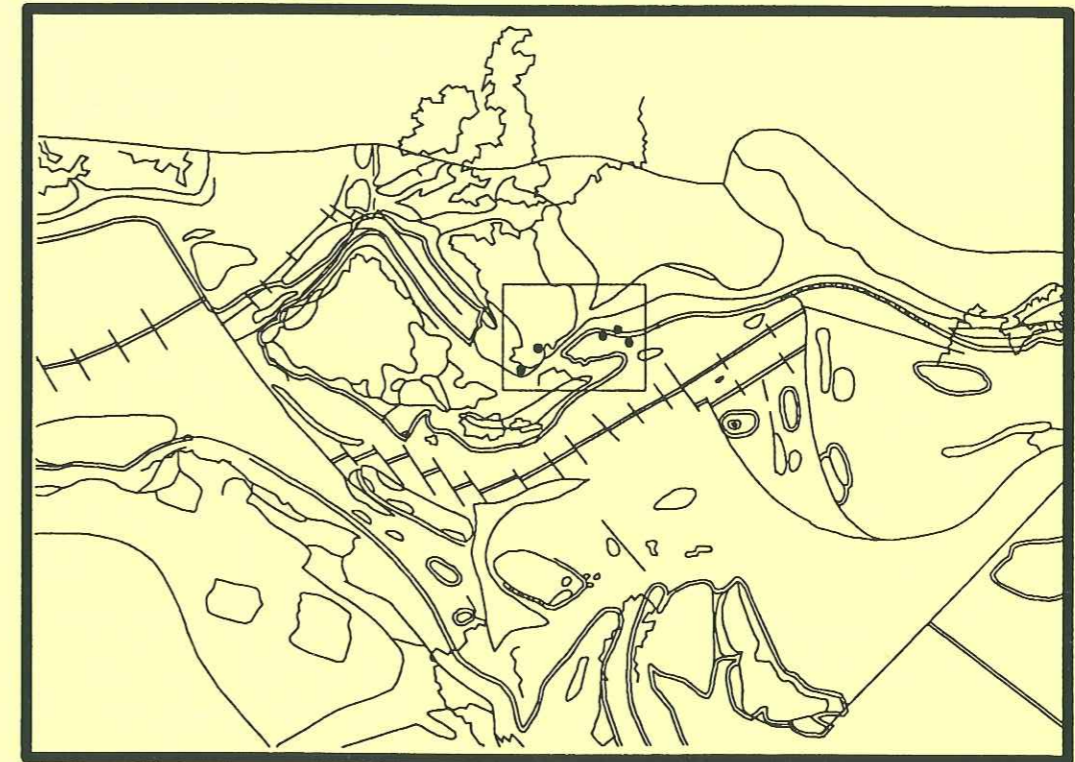
# **Annexe F**

**Programme TETHYS-Geolis**  
*Liaison avec la base de données LITHOPALIX*



# TETHYS Geolis

for PC  
Running  
MicroStation Software



## User's Guide



---

## TETHYS-Geolis

### *About this guide*

This user's Guide describes only the functions of TETHYS-Geolis and the way to use them.

This supposes users know rudiments of MicroStation software

### *Document conventions*

This manual uses the following symbols and abbreviations:



**Warning messages:** Explain some problems you can have and the way to solve them.



**Information messages**



**Advices**

**DP (Data Point):** means pressing Data button of input device

**RES:** Means pressing reset button

**<RETURN>:** press ENTER or RETURN

### *What is TETHYS-GEOLIS?*

This software gathers a set of Macro-files (called User Command) and programs allowing the questioning of the main Database (LITHOPALIX) inside the graphic editor MicroStation.



TETHYS-Geolis uses an extracted Database which contains informations on Sites, Layers and Contents of each layer.

The choice I did to use only an extracted database in relation to the entire database allows users to consult quickly contents of a site.

If user wants to know precisely all the content of a record, he has to exit MicroStation and run Lithopalix.

Users have besides possibility:

1. To view the content of the database, site by site, or layer by layer.
2. For a set of sites, to modify display attributes on screen, according to content of the database.
3. To built interactively stratigraphic columns according to several filters (age, topic..).

It is an interactive product, that means users have the possibility to attach a new Site (entered in Lithopalix) to the graphic or to erase an existing site from the graphic.

In the last case, the Design File (drawing) will be modified, but the database will stay intact.

### System requirements

In order to run TETHYS-Geolis, you need the following equipment and softwares:

- An IBM AT (or IBM compatible computer) with a 5,25" drive and a hard disk.
- MicroStation software (Trademark of Bentley Systems, Inc.).
- LITHOPALIX: if you want to update your own databases.

### Installing software:

1. Insert Installation disk in the 5,25" drive.
2. Type A: (or B:) and press <RETURN>, the A:> (or B:>) prompt appears.
3. Type GEOLINST and press <RETURN>.

The first Setup screen appears showing a suggested destination path for TETHYS-Geolis files.



If you have LITHOPALIX installed on your hard disk already, you must specify the same path as you did during LITHOPALIX Installation.



If you not have LITHOPALIX on your hard disk, or, if the destination path doesn't exist, GEOLINST will create it for you.

4. To accept the suggested destination path, press <RETURN> or indicate the new destination path drive label and press <RETURN>.
5. The software copies TETHYS-Geolis files in the right directories.
6. The last screen appears specifying if the software has been successfully installed or if the installation failed.

In this last case, verify MicroStation software has been installed already with default path and directories.

### Installing TETHYS-Geolis menus

TETHYS-Geolis software runs under MicroStation - PC graphic editor and owns its private menus.

In order to attach TETHYS-Geolis to MicroStation, please follow the next steps:

1. Run MicroStation
2. At uStn>prompt type:
  - .Am = TETHYS, SB3: if you have only one display, or if you prefer to attach menus on Primary Display.
  - .Am = TETHYS, SB7: if you have two displays.
3. You are now ready to word TETHYS-Geolis (see "Tethys menus reference")



If you want to detach TETHYS-Geolis menus click on EXIT with the Input device.



### How to use TETHYS-Geolis menus

These menus work as any MicroStation menus, by clicking on the choosen topic with the mouse or digitizer (see "Tethys menus reference" for further explanations).

They are based on the followings logic:

.First, choose the topic.

.Then, select element(s) on which you want to work.

### TETHYS menus reference (see fig. 1: "TETHYS-Menu organization")

TETHYS . Name of the menu

. Clicking on this button resets the menu

UPDATE . Updates relationships between database and design file.

**Dbase** .Database updating.

.Reserved to the Database manager and protected by a password.

.This (operation) extractes from Lithopalix files, the only parts user needs to know the content of each layer.

.Necessary after an upgrade of Lithopalix database files or all other modification.

**Sites** Updating sites on design file.

Add Place a new symbol on the map and attach it to the database

1. Select option

.On the primary display adapter some messages appear, specifying the selected option and what you have to do.

```
* Linkage dBase/MicroStation *
--- Add and Attach a site ---          Point out location
Add>
```

2. Point out the location of the site with the mouse.

This option works as any MicroStation option so you may,

select, snap or reject a point.

The prompt is now: "Key Site Name"

3. Type the name of the site



The name must be the same you entered in the database.

The programm scans the database until it finds the right records.

Then it attaches site to the database.



An entire scanning of the database without attaching operation means you have typed a wrong name. Be sure the name has at least 6 letters, and are in capital letters.

If not, type spaces until the sixth letter. Example: Name:

TRY -> type: TRY --- where - represents a space.

Remove Delete a site from design file

This operation doesn't modify databases

1. Select option

These messages appear:

```
* Linkage dBase/MicroStation *
--- Remove Site from DGN file ---          Reset to Exit
Remove>
```

2. Select site to remove from DGN file. This option works as MicroStation option "DELETE ELEMENT", so you may select, snap or reject a site.

Unrem Undoes the last deletion

VISUAL .Calls and attach the "VISUAL" submenu on the fourth zone of the Secondary display.





.If you already have a menu at this place (for instance, dBase submenu or patterning submenu) you can manually change its place by typing:  
AM = VISUAL, sbn where n = 2 or 4 if you want to attach it on primary display and 6 or 8 for secondary display.

**Visual** . Name of the submenu

.Click on this button to reset submenu (back to previous submenu)

**Scan** .Scan each layer for a specified site.

1. Select option
2. Identify site
3. Accept (Data button) ou Reject (Reset button)

The Primary display turns into text display

To get information on next layer press DP (Data Button) or <RETURN>, to exit scanning, press RES button.

For the next options (**FAUNA**, **FACIES**, **GEOCH.**, **ORG M.**, and **MAGNET**), do the following steps:

1. Place a fence shape or a fence block around the sites you wish.
2. Click on Topic  
the macro-file scans the database and changes the color of the sites which contain data on topic.

**Fauna** . For a set of sites, changes the symbology (Display attributes) of the sites for which database contain data on fauna or fossils.

**Facies** .Idem for facies

**Geoch** . Call a geochemistry submenu  
Geoch name of submenu

W. Rock changes display attributes if the selected sites contain data for geochemistry analysis on whole rock.  
Clay idem for clay  
Carb idem for carbonates  
Isotop idem for Isotopic Analysis  
Biogen idem for biogenous fractions  
Sulph idem for sulphates



By clicking on VISUAL you come back to previous menu.

**Org M.** Call a organic Matter submenu

Org M. name of submenu  
Raw R. changes display attributes if the selected sites contain data on organic matter (Raw Rock).  
Ext R. idem for Extracted Rock  
Iso An. idem for Isotopic Analysis  
Opt An. idem for Optical Analysis  
Raw K. idem for Raw Kerogen  
Ext K. idem for Extracted Kerogen



If you try to run the macrofile before having placed a fence, this following message appears: "place fence before running UC." So exit UC by pressing RES twice, place a fence and recall macrofile.



If you plan to use more than one or two macrofiles successively, it will be better to clear a fence after each macrofile.

**Magnet** . idem for magnetostratigraphic data

**Log** . Call a log submenu  
. Sets up different stratigraphic column for a selected site





For all options you can choose between several types of column:

Sedimentology (not yet implemented)
Biostratigraphy
Geochemistry
Organic matter (not yet implemented)
Diffractionmetry (not yet implemented)
Magnetostratigraphy (not yet implemented)
Paleomagnetism (not implemented)
=== SIMPLE LOG ===

- Log name of the submenu
- All sets up a stratigraphic column with all layers regardless of the age (from bottom to top)
- >? sets up a column from the older layers to specified age.
1. Select option, the message "Key in the age" appears; enter the age you wish, press <RETURN>.
  2. Select the site with the mouse, the name of the selected site is displayed, a text screen appears.
  3. Choose topic
- ?<A?> Sets up a column from a specified lower age to a specified upper age.
1. Select option.
  2. Enter the low age
  3. Enter the upper age
  4. Choose topic
- >?<- Sets up a comumn with players of a specified age.
1. Select option.
  2. Enter the age.

3. Select site.
4. Choose topic

Refres

Sometimes the program can be not normally terminated. This causes, a not neat come back to the graphic screen, and a disappearance of MicroStation main menu.

In ordrer to restore the right look, select Refres option, or type: AM = uStn, SB1.

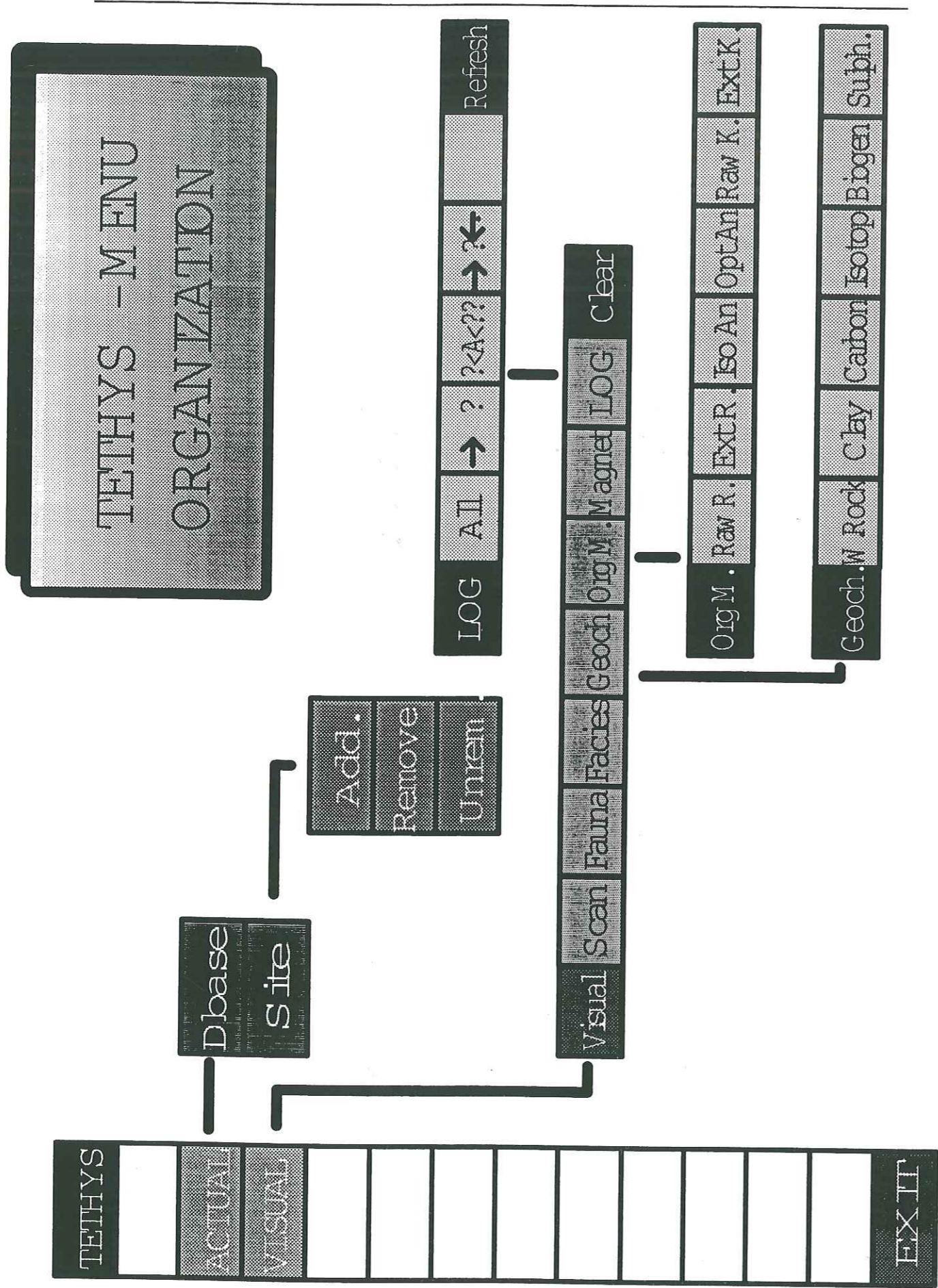
EXIT

Select this option to detach TETHYS-Geolis menus



If you need to work another time with TETHYS-Geolis, you'll have to type:  
AM = TETHYS, SB3 (or SB7).





# Annexe G

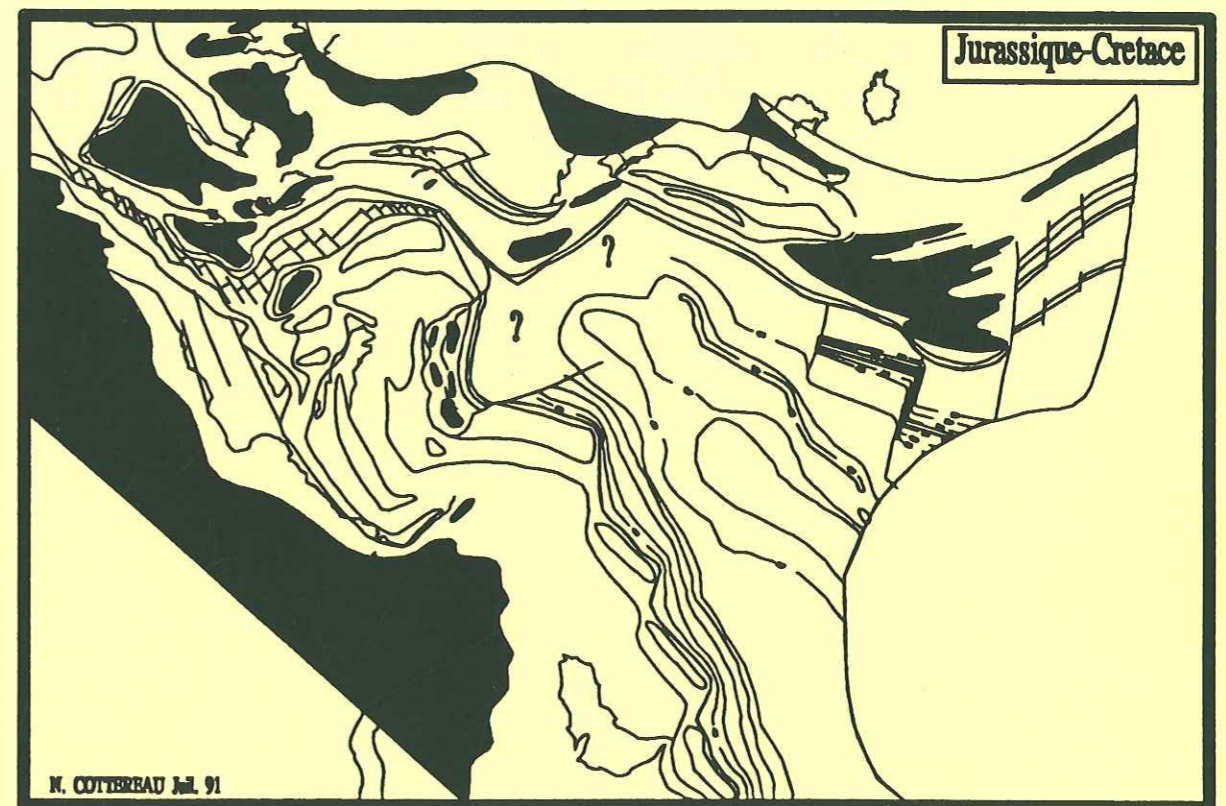
Programme BATHY  
*Détermination de la paléobathymétrie*



# BATHY

TETHYS

for PC  
Running  
MicroStation Software



## User's Guide



## BATHY

### 1. Introduction

Le programme BATHY est utilisé à partir du logiciel MicroStation pour déterminer la position des isobathes sur les domaines océaniques.

Il est accessible à partir du menu TOOLS créé aux normes du logiciel MicroStation.

Si le menu TOOLS n'est pas affiché à l'écran, le charger en lançant la commande:

AM=TOOLS,SB4 à l'invite [uStn>] de MicroStation.

### 2. Le menu

La sélection de [BATHY] avec le curseur donne le choix entre 2 options différentes:

a) *Eau/Sed.*: Détermine la position des isobathes de l'interface eau/sédiments, c'est-à-dire, que le programme calcule alors 1) les taux d'expansion, 2) la bathymétrie de la couche 2 de la croûte océanique, 3) l'épaisseur des sédiments déposés sur le plancher, et enfin 4) la bathymétrie du domaine océanique.

b) *Couche 2*: Cette option détermine la position des isobathes sur la croûte océanique (couche 2) seule, c'est-à-dire, sans l'adjonction des sédiments. Le programme calcule pour cela les mêmes paramètres que précédemment à l'exception de l'épaisseur sédimentaire.

### 3. Mode opératoire

Ces opérations ne doivent être appliquées que sur une carte d'âge de la croûte océanique.

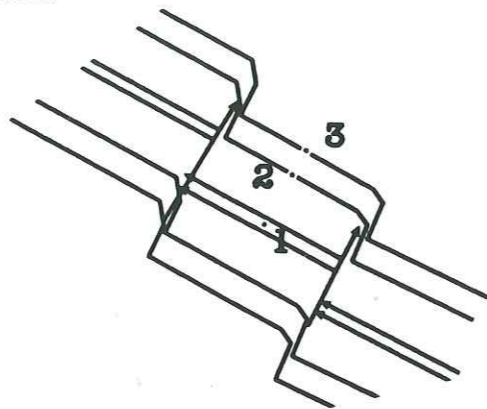
Pour la détermination des positions des isobathes, il est demandé à l'utilisateur:

- 1- de repérer la dorsale avec le curseur (bouton 7 du curseur).
- 2- d'entrer au clavier l'âge correspondant (exemple: sur la carte du Tithonique supérieur il pourra être entré 135 Ma).
- 3- de repérer la première limite d'âge (exemple: limite Tithonique/Kimméridgien).
- 4- d'entrer son âge (ex 145 Ma) au clavier (recommencer les opérations 3 et 4, jusqu'à la dernière limite séparant 2 bandes hétérochrones).
- 5- de repérer la marge
- 6- de donner son âge
- 7- d'appuyer sur <RESET> (bouton 9 du curseur).



*Remarques sur le repérage des limites d'âges:*

Repérer les différents traits sur un même tronçon de la dorsale et toujours au même endroit (perpendiculaire à la ride). Un mauvais repérage entraînerait des erreurs importantes dans le calcul des distances et donc dans le calcul des taux d'expansion. Il en découle une erreur sur la détermination des isobathes.



A la fin du repérage, un menu de sélection du mode de dépôt apparaît sur l'écran monochrome (Type I: Atlantique nord; Type II: Atlantique sud-ouest; Type 3: Atlantique sud-est; Type IV: Marge active).

Sélectionner le type de dépôt que vous voulez associer au bassin étudié.

Le programme calcule une série de paramètres et revient en fin de calcul au logiciel MicroStation pour placer les isobathes spécifiques au tronçon de la dorsale sélectionné.

Pendant cette opération, les valeurs des isobathes défilent sur l'écran monochrome.

Quand les isobathes sont placés, il est possible de coter les contours de façon semi-automatique.

Si vous ne voulez pas coter ces traits pour ne pas surcharger le dessin, appuyez sur le bouton 9 du curseur.

Dans le cas où vous voudriez coter ces lignes, sélectionner à l'aide du curseur, le trait correspondant à la cote figurant au bas de l'écran monochrome.

#### 4. Conclusion

Cette opération se fait pour une dorsale entière dans le cas d'une ouverture parallèle à la dorsale, mais doit se faire sur chaque tronçon dans le cas d'une ouverture en sphénochasme.

## ANNEXE H

### Programme INTERSOFT 3D

#### *Exportation des données*



## INTERSOFT 3D

### 1. Présentation

INTERSOFT\_3D permet de saisir un fichier en trois dimensions dans le logiciel MicroStation, des courbes ou des traits, directement à l'élévation désirée. Dans le cas de modifications ponctuelles ou de récupération de données à partir d'un autre fichier dessin (DGN), il est possible de modifier l'élévation d'un élément du dessin ou d'un ensemble d'éléments entourés par une "clôture" (= Fence en terme MicroStation).

Ce programme est constitué d'un ensemble de fonctions compatibles avec les fonctions déjà présentes dans le logiciel MicroStation (UCM), d'un menu supplémentaire aux normes de ce même logiciel, et de 2 programmes écrits en C. L'un, Model2.exe, est appelé dans MicroStation par certaines fonctions, l'autre, Intersof.exe doit être exécuté lors du passage du fichier dessin (fichier DGN) en un fichier texte (ASCII).

### 2. Le menu MicroStation: INTERDIG

#### a. Chargement:

Dans MicroStation, au prompt uStn>, taper am=interdig,sbn où *n* est le lieu où l'on désire placer le menu.

Comme INTERDIG.SBM est un menu "en long" (horizontal), les valeurs de *n* possibles sont 2,4 dans le cas d'une configuration à un seul écran et 2,4,6 ou 8 lorsque l'on possède deux écrans.

INTERDIG	Init Z	Init INC	+	-		Modif	Element	Fence
----------	--------	----------	---	---	--	-------	---------	-------

#### b. Les fonctions: les macros-commandes

<b>INTERDIG</b>	Nom du menu (aucune activité)
<b>INIT Z</b>	Lance la macro-commande CHGTZ ("changement du Z") Change l'élévation (Z) active de la <u>table à digitaliser</u> .
<b>INIT INC</b>	Lance la macro-commande CHGTINC ("changement de l'Incrément") Afin d'éviter d'entrer pour chaque contour le Z, on peut définir au départ un INCREMENT qui correspond par exemple à la valeur de l'équidistance des courbes que vous digitalisez.



- +** Lance la macro-commande INCPLUS  
Donne au Z actif du digitaliseur la valeur Z + INC où INC est l'incrément initialisé par <Init INC>
- Lance la macro-commande INCMOINS  
Donne au Z actif du digitaliseur la valeur Z - Inc
- Modif Z** Non actif (= nom de la partie "modification" du menu INTERDIG)
- Element** Modifie le Z de l'élément déjà digitalisé (n'a aucun effet sur le digitaliseur)  
Lance la commande Mod\_elev  
Suivre les indications fournies dans la zone de messages:  
1) sélectionner l'élément à modifier  
2) Valider ou rejeter (Data ou Reset)  
3) Entrer au clavier la valeur de Z désirée  
4) Frapper RETURN
- Fence** Modifie l'élévation des éléments entourés par une clôture (Fence) préalablement placée par Fence Block ou Fence Shape (si aucune clôture n'existe, le programme le signale et redonne la main à l'utilisateur pour placer une clôture)  
Lance la Macro-commande Model3  
1- placer une clôture  
2- entrer au clavier la valeur de Z que l'on veut affecter à l'ensemble des éléments entourés par la clôture

### 3. Le programme INTERSOFT.EXE

Ce programme se lance hors MicroStation.

Il permet de transformer le fichier dessin constitué avec le logiciel MicroStation (fichier DGN) en fichier texte (ASCII).

Il est possible de ne sélectionner que certains niveaux (Levels) lors de cette transformation.

**NB:** les résidents MicroStation doivent avoir, au préalable, été chargés. C'est-à-dire que ce programme ne peut fonctionner que si l'on possède MicroStation sur le disque dur.

- 1) Frapper INTERSOF à l'invite du DOS (c:\)
- 2) Entrer le nom du DGN à transformer
- 3) Entrer le nom du fichier ASCII à créer

4) Donner le nombre de niveaux à transformer (0 si on veut les transformer tous)

5) Entrer chaque niveau à transformer suivi de <retour>



# Liste des figures



## Liste des figures

<b>Fig. 1 :</b> Carte simplifiée représentant les principaux environnements de la Téthys au Tithonique supérieur (d'après Fourcade <i>et al.</i> , 1991).....	30
<b>Fig. 2 :</b> Extension occidentale de la Téthys selon Dewey <i>et al.</i> , 1973. ....	31
<b>Fig. 3 :</b> Carte simplifiée représentant les principaux environnements de la Téthys au Kimméridgien inférieur (d'après Baudin <i>et al.</i> , 1992). ....	33
<b>Fig. 4 :</b> Paléobathymétrie de l'Atlantique à 140 Ma (anomalie M 22) d'après Sclater <i>et al.</i> , 1977.....	35
<b>Fig. 5 :</b> Relations entre la profondeur du plancher océanique dans l'océan Atlantique et A) son âge (d'après Sclater <i>et al.</i> , 1971) et B) la racine carrée de son âge (d'après Parsons et Sclater, 1977).....	41
<b>Fig. 6 :</b> Comparaison des profondeurs de la croûte océanique en fonction de son âge selon 2 relations différentes : a) Heestand et Crough (1981) et b) Sclater <i>et al.</i> (1971).....	42
<b>Fig. 7 :</b> La Terre : un système de réservoirs (d'après Southam et Hay, 1977, modifié).....	45
<b>Fig. 8 :</b> Carte d'âge du plancher océanique de la Téthys au Tithonique supérieur.....	47
<b>Fig. 9 :</b> Carte bathymétrique du toit de la croûte océanique (couche 2) de la Téthys au Tithonique supérieur.....	49
<b>Fig. 10 :</b> Variation de la morphologie du fond océanique en fonction du taux d'expansion.....	53
<b>Fig. 11 :</b> Les quatre secteurs étudiés de l'océan Atlantique. ....	54
<b>Fig. 12 :</b> Moyenne des épaisseurs des sédiments observés le long de chaque isochrone.....	55
<b>Fig. 13 :</b> Les courbes obtenues pour les quatre secteurs de l'océan Atlantique.....	56
<b>Fig. 14 :</b> Comparaison de trois lois différentes d'interpolations.....	58
<b>Fig. 15 :</b> Tableau comparatif des résultats obtenus.....	59
<b>Fig. 16 :</b> Comparaison des quatre courbes Profondeur = f(Age).....	61
<b>Fig. 17 :</b> Tableau comparatif des valeurs observées et calculées pour les quatre secteurs de l'Atlantique.....	62
<b>Fig. 18 :</b> Comparaison des épaisseurs sédimentaires pour les quatre secteurs de l'Atlantique (les épaisseurs des secteurs sud-ouest et sud-est ont été extrapolées à 160 Ma).....	63



Fig. 19 : L'extrapolation à 160 Ma des secteurs sud met en évidence l'"effet de bordure".....	64
Fig. 20 : Apports annuels des sédiments en suspension par les principaux fleuves du monde (d'après Milliman et Meade, 1983).....	68
Fig. 21 : Détermination de l'âge maximal de la croûte océanique pour lequel les dépôts sont essentiellement d'origine pélagique.....	71
Fig. 22 : Epaisseurs des sédiments utilisés pour le calcul de la fraction pélagique.....	73
Fig. 23 : Détermination des équations exprimant l'épaisseur des sédiments pélagiques en fonction de l'âge.....	74
Fig. 24 : Les épaisseurs calculées pour les trois secteurs de l'Atlantique.....	76
Fig. 25 : Détermination des équations exprimant l'épaisseur des sédiments terrigènes en fonction de l'âge.....	77
Fig. 26 : Carte bathymétrique de la Téthys au Tithonique supérieur.....	85
Fig. 27 : Paléobathymétrie de la Néotéthys occidentale à la limite Jurassique/Crétacé sur le fond paléogéographique des cartes de Dercourt <i>et al.</i> (1985).....	87
Fig. 28 : Modèle bathymétrique en 3 dimensions de la Téthys centrale.....	93
Fig. 29 : Caractérisation des différentes zones profondes et des seuils.....	94
Fig. 30 : Topographie obtenue par le modèle du MPI (maille: 4° X 4°).....	101
Fig. 31 : Variation de la salinité avec la profondeur (d'après Ivanoff, 1972).....	103
Fig. 32 : La salinité des eaux de surface de la Téthys au Tithonique supérieur.....	105
Fig. 33 : Valeurs annuelles moyennes de la salinité des eaux de surface (pour l'actuel). (D'après Mc Lellan <i>in</i> Ivanoff, 1972).....	108
Fig. 34 : Influence du temps de simulation sur l'équilibre Océan/Atmosphère.....	114
Fig. 35 : Variations des circulations océaniques avec la profondeur.....	116
Fig. 36 : Comparaison des tests d'équilibre océan/atmosphère.....	119
Fig. 37 : Variation des circulations océaniques avec la profondeur (25, 1 000, 2 000 et 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans.....	122
Fig. 38 : Variation des circulations verticales avec la profondeur (25, 1 000, 2 000 et 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans.....	124
Fig. 39 : Localisation des zones d'upwelling potentiel dans la Téthys atlantique à partir des cartes de vitesses verticales.....	127

Fig. 40 : Les circulations méridionales.....	129
Fig. 41 : Les débits moyens sur l'ensemble du globe ("Streamfunction").....	131
Fig. 42 : Les bilans d'eau douce ("Fresh Water Flux").....	132
Fig. 43 : Variation des circulations océaniques avec la profondeur (25, 1 000, 2 000 et 3 000 m) pour des simulations sur 1 000 ans (gradient des températures : 26 °C).....	136
Fig. 44 : Les circulations océaniques à la profondeur de 5 000 m. Simulations sur 1 000 ans (gradient des températures pôle/équateur de 26 °C).....	138
Fig. 45 : Les blocs et microblocs du sud-est asiatique (d'après Rangin <i>et al.</i> , 1990).....	157
Fig. 46 : Liste des Niveaux et Couleurs utilisés pour les divers éléments (normes BEICIP).....	158
Fig. 47 : Pôles et angles de rotation des blocs et microblocs du sud-est asiatique (d'après Rangin <i>et al.</i> , 1990).....	161



# Bibliographie



## Bibliographie

- AUBOUIN J., DEBELMAS J. & LATREILLE M. (1980). - Les chaînes alpines issues de la Téthys: Introduction générale. In: *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. - Mémoire du B.R.G.M.*, 115, pp. 7-12.
- BARRON E.J. & WASHINGTON W. M. (1982). - Atmospheric circulation during warm geologic periods: Is the equator to pole surface-temperature gradient the controlling factor?. - *Geology*, Boulder, 10 pp. 633-636.
- BARRON E.J. & WASHINGTON W. M. (1984). The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies. - *J. Geophys. Res.*, 89 (D1), pp. 1267-1279.
- BARRON E.J. (1985). Numerical climate modeling: a frontier in petroleum source rock prediction. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 59, pp. 448-459.
- BARRON E. J., HAY W. W. & THOMPSON S. (1989). - The hydrologic cycle: a major variable during Earth history. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 75, pp. 157-174.
- BARRON E. J. & PETERSON W. H. (1989). - Model simulation of the Cretaceous Ocean Circulation. - *Science*, Washington, 244, pp. 684-686.
- BARRON E. J. & PETERSON W. H. (1990). - Mid-Cretaceous Ocean Circulation: Results from Model Sensitivity Studies. - *Paleoceanography*, Washington, 5, 3, pp. 319-337.
- BASSOULLET J. P., CECCA F., ELMIS S., LE NINDRE J. Y., MANIVIT J. & POISSON A. (1990). - Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnements de la Téthys au Toarcien (187-180 Ma). - *Séance Spécialisée de la S.G.F., 17-18 déc. 1991: Groupement Scientifique Téthys (Résumé)*, Paris, 1 p.
- BASSOULLET J. P., ELMIS S., POISSON A., RICOUL L. E., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R. & BAUDIN F. (1993). - Mid Toarcian (184 to 182 Ma). - In: DERCOURT J., RICOUL L. E. & VRIELYNCK B., eds., *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Explanatory Notes, Gauthier-Villars, Paris, pp. 63-80.
- BAUDIN F., CECCA F., FOURCADE E. & AZEMA J. (1992). - Paléoenvironnement et faciès organiques du Kimméridgien inférieur de la Téthys. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 314, pp. 373-379.
- BERGER W. H. (1972). - Deep Sea Carbonates : Dissolution Facies and Age-Depth Constancy. - *Nature*, vol. 236, April, pp. 392-395.
- BERGER W. H. (1974). - Deep-Sea Sedimentation. - In: BURK C. A. & DRAKE C. L., eds., *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, pp. 213-241.
- BOSELLINI A. & WINTERER E. L. (1975). - Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: A genetic model. - *Geology*, Boulder, pp. 279-.
- CAZENAVE A., DOMINH K., ALLEGRE C.J. & MARSH J.G. (1986). - Global relationship between oceanic geoid and topography. - *Journal of Geophysical Research*, Richmond, 91, B11, pp. 11439-11450.
- CECCA F., AZEMA J., FOURCADE E., BAUDIN F., BONNEAU M. & DE WEVER P. (1990). - Paléoenvironnements de la Téthys au kimméridgien inférieur (145 Ma). - *Séance Spécialisée de la S.G.F., 17-18 déc. 1991: Groupement Scientifique Téthys (Résumé)*, Paris, 1 p.



- CECCA F., AZEMA J., FOURCADE E., BAUDIN F., GUIRAUD R., RICOU L. E. & DE WEVER P. (1993) - Early Kimmeridgian (146 to 144 Ma). - In: DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B., eds., *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Explanatory Notes, Gauthier-Villars, Paris, pp. 97-111.
- COTTEREAU N., DERCOURT J. & FOURCADE E. (1991). - Etablissement de la notion de seuil méditerranéen. - *Séance Spécialisée de la S.G.F., 12-13 avril 1991: Colloque sur la Géologie de l'Albanie (Résumé)*, Paris, 1 p.
- COTTEREAU N. (1993) - Une méthode pour évaluer la bathymétrie d'un paléo-océan: exemple de la Néotéthys au Jurassique. - *3rd Intern. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Poitiers, France, Sept 22 - 29, 1991 - Géobios Mem. Spec. (sous presse)*, Lyon.
- DAVIS E. E. & LISTER C. R. B. (1974). - Fundamentals of ridge crest topography. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, pp. 405-413.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. M., GANDJACQUET C., SBORSHCHIKOV I. M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEPVRIER C., BIJU DUVAL B., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., WESTPHAL M. & LAUER J. P. (1985). - Présentation de 9 cartes paléogéographiques 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. - *Bull. Soc. Geol. Fr.*, Paris, 8, I, 5, 637-652, atlas 10 pl.
- DERCOURT J., FOURCADE E., AZEMA J., CECCA F., ENAY R., BASSOULLET J. P. & COTTEREAU N. (1993). - Palaeoenvironment of the Jurassic system in the Western and Central Tethys (Toarcian, Callovian, Kimmeridgian, Tithonian); an overview. *3rd Intern. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Poitiers, France, Sept 22 - 29, 1991 - Géobios Mem. Spec. (sous presse)*, Lyon.
- DEWEY J. F., PITMAN W. C., RYAN W. B. & BONNIN J. (1973). - Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. - *Geological Society of America Bulletin*, 84, pp. 3137-3180.
- EMERY K. O. & UCHUPI E. (1984). - Western North Atlantic Ocean: Topography, Rocks, Structure, Water, Life and Sediments. - *Am. Assoc. Pet. Geol., Memoir*, Tulsa, 17.
- ENAY R., CARIOU E., MANGOLD C. & THIERRY J. (1990). - Précisions sur la carte paléogéographique et les paléoenvironnements de la Téthys au Callovien. - *Séance Spécialisée de la S.G.F., 17-18 déc. 1991: Groupement Scientifique Téthys (Résumé)*, Paris, 1p.
- ENAY R., GUIRAUD R., RICOU L. E., MANGOLD C., THIERRY J., CARIOU E., BELLION Y. & DERCOURT J. (1993) - Callovian (162 to 158 Ma). - In: DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B., eds., *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Explanatory Notes, Gauthier-Villars, Paris, pp. 81-95.
- FOURCADE E., AZEMA J., CECCA F., BONNEAU M., PEYBERNES B. & DERCOURT J. (1991). - Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma). - *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 162, 6, pp. 1197-1208.
- FOURCADE E., AZEMA J., CECCA F., DERCOURT J., GUIRAUD R., SANDULESCU M., RICOU L. E., VRIELYNCK B., COTTEREAU N. & PETZOLD M. (1993) - Late Tithonian (138 to 135 Ma) - In: DERCOURT J., RICOU L. E. & VRIELYNCK B., eds., *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Explanatory Notes, Gauthier-Villars, Paris, pp. 113-134.
- FRAKES L. A. (1979). - *Climates through Geologic Time*. - Elsevier, Amsterdam, 350 p.
- FRAKES L. A. & FRANCIS (1988). - A guide to Phanerozoic cold polar climates from high latitude ice-rafting in the Cretaceous, - *Nature*, 333, 6173, pp. 547-549.
- HALLAM A. (1969). - Faunal realms and facies in the Jurassic. - *Palaeontology*, London, 14, pp. 1-18.

- HALLAM A. (1975). - *Jurassic Environments*. - Cambridge University Press, 269 p.
- HALLAM A. (1982). - The Jurassic Climate: In: *Climate in Earth History: Studies in Geophysics*. - National Academy Press, Washington, pp. 159-163.
- HALLAM A. (1984). - Continental Humid and Arid Zones during the Jurassic and Cretaceous. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 47, pp. 195-223.
- HALLAM A. (1985). - A review of Mesozoic climates. - *J. Geol. Sci.*, London, 142, pp. 433-445.
- HAY W. W. (1970) - Calcium carbonate compensation. In: Bader et al., *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 4, Washington (U. S. Govt. Printing Office), 669.
- HAY W. W., SLOAN J. L. & WOLD C. N., (1988). - Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. - *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 14933-14940.
- HAY W. W., SHAW C. A. & WOLD C. N., (1989). - Mass-balanced paleogeographic reconstructions. - *Geologische Rundschau*, 78/1, pp. 207-242.
- HEESTAND R. L. & CROUGH S. T. (1981). - The effect of hot spots on the oceanic age-depth relation. - *J. Geophys. Res.*, Washington, 86 pp. 6107-6114.
- HEEZEN B. C., THARP M. & EWING M. (1959). - The floors of the oceans in the North Atlantic. - *Geol. Soc. Am., Special Paper*, Boulder, 65, pp. 55-99.
- IVANOFF A. (1972). - Introduction à l'océanographie: propriétés physiques et chimiques des eaux de mer. In: Ivanoff A. (ed.). - *Vuibert*, Paris, (Tome I), 208 p.
- KENT D. V. & GRADSTEIN F. M. (1986). - A Jurassic to recent chronology. In: VOGT P.R. & TUCHOLKE B. E. (ed.): *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region. - *Geol. Soc. Am.*, Boulder, pp. 45-50.
- KLITGORD D. & SCHOUTEN H. (1986). - Plate Kinematics of the central Atlantic. In: *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region. - *Geol. Soc. Am.*, Boulder, pp. 351-377.
- LAMBECK K. (1978). - The Earth's Palaeorotation. In: BROSCHE P. & SUENDERMAN J. (ed.): *Tidal Friction and the Earth's Rotation*. Bielefeld, September 26-30, 1977. - *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 145-152.
- LE NINDRE Y. M., MANIVIT J. & VASLET D. (1990). - Géodynamique et paléogéographie de la plate-forme arabe du Permien au Jurassique. - *Document du B.R.G.M.*, 2, 192, 280 p.
- LEVY A. (1972). - Données préliminaires sur la formation de gypse dans les milieux margino-littoraux et euhalins du golfe du lion. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, II, 275, pp. 2579-2582.
- LEVY A., MATHIEU R., POIGNANT A., ROSSET-MOULINIER M. (1988). - Les Soritidae et les Peneroplidae dans les biofaciès de la Plate-forme des Bahamas. - *Rev Paléobiol. (Benthos'86)*, vol. sp., 2, pp. 833-841.
- MAIER-REIMER E., MIKOLAJEWICZ U. & CROWLEY T. (1990). - Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open central american isthmus. - *Palaeoceanography*, Washington, 5, 3, pp. 49-366.
- MEDHIOUB K., LEVY A. & PERTHUISOT J. P. (1981). - Sédimentologie et micropaléontologie de la lagune d'El Biban (Sud-Est Tunisien). - *Cahiers de Micropaléontologie*, Paris, 3.



- Mc CLAIN J. S. & ATALLAH C. A. (1986). - Thickening of the oceanic crust with age. - *Geology*, v. 14, pp. 574-576.
- Mc LAIN C. R., CHAO S., ATKINSON L. P., BLANTON J. O. & DE CASTILLEJO F. (1986). - Wind-Driven Upwelling in the Vicinity of Cape Finisterre, Spain. - *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, N° C7, pp. 8470-8486.
- MILLIMAN J. F. & MEADE R. H. (1983). - World-wide delivery of river sediment to the oceans. - *The Journal of Geology*, Chicago, 91, 1, pp. 1-21.
- MOORE T. C., VAN ANDEL T. H., SANCETTA C. & PISIAS N. (1978). - Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. - *Micropaleontology*, 24, 2, pp. 118-138.
- PARRISH J. T. & CURTIS L. (1982). - Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 40, pp. 31-66.
- PARSONS B. & SCLATER J. G. (1977). - An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. - *Journal of Geophysical Research*, Washington, 82, 5, pp. 803-827.
- PITMAN W. C. (1978). - Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, 89, pp. 1389-1403.
- PURSER B. H. & SEIBOLD E. (1973). - The Principal Environmental Factors Influencing Holocene Sedimentation and Diagenesis in the Persian Gulf. In: PURSER B. H. (ed.) Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. - *Springer-Verlag*, Berlin - Heidelberg, 471 p.
- RANGIN C., PUBELLIER M., AZEMA J., BRIAIS A., CHOTIN P., FONTAINE H., HUCHON P., JOLIVET L., MAURY R., MULLER C., RAMPNOUX J. P., STEPHAN J. F., TOURNON J., COTTEREAU N., DERCOURT J. & RICOU L. E. (1990). - The quest for Tethys in the western Pacific. 8 paleogeodynamic maps for Cenozoic time. - *Bull. Soc. géol. France* (8), 6, pp. 907-913.
- SCHROEDER W. (1984). - The empirical age-depth relation and depth anomalies in the Pacific Ocean Basin. - *Journal of Geophysical Research*, Washington, 89, B12, pp. 9873-9883.
- SCLATER J. G., ANDERSON R. N. & LEE BELL M. (1971). - Elevation of Ridges and Evolution of the Central Eastern Pacific. - *Journal of Geology*, Washington, 76, pp. 7888-7915.
- SCLATER J. G., HELLINGER S. & TAPSCOTT C. (1977). - The paleobathymetry of the Atlantic ocean from the Jurassic of the present. - *Journal of Geology*, Chicago, 85 pp. 509-533.
- SCLATER J. G., JAUPAR C. & GALSON D. (1980). - The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the Earth. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, pp. 269-311.
- SCOTSE C. R. (1991). - Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. - *Paleomap Project Report 6*, pp. 1-9.
- SCOTSE C. R. & SUMMERHAYES C. P. (1986). - Computer Model of Paleoclimate Predicts Coastal Upwelling in the Mesozoic and Cenozoic. - *Geobyte*, pp. 28-86.
- SCRUTTON C. T. (1978). - Periodic Growth Features in Fossil Organisms and the Length of the Day and Month. In: BROSCHE P. & SUENDERMAN J. (ed.): Tidal Friction and the Earth's Rotation. Bielfeld, September 26-30, 1977. - *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 154-191.

- SHAW C. A. & HAY W. W. (1989). - Mass-balanced paleogeographic maps: Modeling program and results. - In: *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (ed. by T. A. Cross), Englewood Cliffs, N. J., Prentice Hall, Inc., pp. 277-291.
- SOUTHAM J. R. & HAY W. W. (1977). - Time Scales and Dynamic Models of Deep-Sea Sedimentation. - *Journal of Geophysical Research*, Washington, 82, 27, pp. 3825-3842.
- TERMIER H. & TERMIER G. (1952). - Histoire géologique de la biosphère. - *Masson & Cie*, Paris, 721 p.
- THIEDE J., AGDESTAIN T. & STRAND J. E. (1980). - Temporal and spatial variations of the upper Mesozoic and Cenozoic sediment flux to deep North Atlantic Ocean. - *Marine Geology*, Amsterdam, 36, pp. M11-M19.
- THIEDE J. & ERHMANN (1986). - Late Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the central North Atlantic Ocean. In: SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N. J. (ed.): North Atlantic Palaeoceanography. - *Geol. Soc. Am., Special Publication*, Boulder, 21, pp. 3-15.
- THOMAS V. (1991). - Paléomagnétisme des ophiolites d'Oman. - *Thèse Montpellier (2 volumes)*, 115 p.
- TUCHOLKE B.E. (1986). - Structure of basement and distribution of sediments in the western North Atlantic Ocean. In: VOGT P. R. & TUCHOLKE B. E. (ed.): Geology of north America, vol M, The Western North Atlantic Region. - *Geol. Soc. Am.*, Boulder, pp. 331-340.
- TUCHOLKE B. E. & McCOY F. W. (1986). - Paleogeographic and paleobathymetric evolution of the North Atlantic Ocean. In: VOGT P. R. & TUCHOLKE B. E. (ed.): Geology of North America, vol M, The Western North Atlantic Region. - *Geol. Soc. Am.*, Boulder, pp. 589-602.
- TURCOTTE D. L. & BURKE K. (1978). - Global sea-level changes and the thermal structure of the earth. - *Earth and Planetary Science Letter*, Amsterdam, 41, pp. 341-346.
- VAN ANDEL T. H., THIEDE J., SCLATER J. G. & HAY W. W. (1977). - Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 25 million years. - *The Journal of Geology*, Chicago, 85, 6, pp. 651-698.
- VINOGRADOV A. P. (1967). - Atlas of the Lithological Paleogeological Maps of the USSR, 4, Paleogene, Neogene and Quaternary. - *Ministry of Geology of the USSR*, Moscow, 55 sheets.
- VOGT P. R. (1986). - Magnetic anomalies and crustal magnetization. In: VOGT P. R. & TUCHOLKE B. E. (ed.): The Geology of North America, vol M, The Western North Atlantic Region. - *Geol. Soc. Am.*, Boulder, pp. 229-256.
- VRIELYNCK B. & COTTEREAU N. (1989). - LITHOPALIX : un programme de gestion de données géologiques. - *Séance spécialisée de la Soc. Géol. de Fr., Téthys*, Décembre, Résumé, 1 p.
- WOLD C. N. & HAY W. W. (1989). - Estimating ancient sediment fluxes. - *American Journal of Science*, Vol. 290, November, pp. 1069-1089.
- WORSLEY T. R. & DAVIES T. A. (1979). - Sea-Level Fluctuation and Deep-Sea Sedimentation Rates. - *Sciences*, Washington, 203, pp. 455-456.
- WORSLEY T. R., NANCE D. & MOODY J. B. (1984). Global tectonics and eustasy for the past 2 billion years. - *Marine Geology*, Amsterdam, 58, pp. 373-400.
- Ce mémoire a donné lieu à la publication suivante :  
COTTEREAU N. & LAUTENSCHLAGER M. (1994) - Tethyan oceanic circulations during the Latest Jurassic: à GCM simulation - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, II, t. 318, pp.389-396.